발간등록번호
11-1360000-000807-10

손에 잡히는

예보기술

예보필수요소의 활용법과 정의



기상청 Korea Meteorological Administration

차갑고도 따스하게
송이송이 시가 되어 내리는 눈
눈나라의 흰 평화는 눈이 부셔라

털어내면 그뿐
다신 달라붙지 않는
깨끗한 자유로움

가볍게 쌓여서
조용히 이루어내는
무게와 깊이

하얀 고집을 꺾고
끝내는 녹아버릴 줄도 아는
온유함이여

나도 그런 사랑을 해야겠네
그대가 하얀 눈사람으로
나를 기다리는 눈나라에서

하얗게 피어날 줄밖에 모르는
눈꽃처럼 그렇게 단순하고
순결한 사랑을 해야겠네

– 이해인(1945~, 시인) '첫눈 편지 1.' –

발행일 2014년 10월
집필 예보기술분석과(문의 : 02–2181–0657/내선1657)
인쇄 디자인픽업(02–2285–6376)
홈페이지 http://kma.go.kr http://m.kma.go.kr

* 이 책자는 예보기술분석과에서 예보관의 업무능력향상과 위험기상 대응능력 강화를 위해 2011년 3월부터 발간하는 월간 '손에 잡히는 예보기술'의 통합본입니다.

표지사진_ 2012년 기상사진전 입선(흑룡이 내뿜는 거센 비바람), 서울 중랑천, 최인석 작)
내지사진_ 2010년 기상사진전 입선(대관령의 폭설), 대관령 삼양목장, 정종혁 작)

CONTENTS



일기도 분석 가이던스(1)

우리나라는 지구대기대순환에 의한 남북 순환의 영향과 우리나라 서쪽에 위치한 유라시아 대륙과 동쪽에 위치한 태평양의 비열차로 인한 동서순환의 영향을 동시에 받는다. 따라서, 지형과 기후적인 특징을 고려한 일기도 분석 방법이 중요하다. 이번호에서는 동아시아의 지형특성을 고려한 겨울철과 봄철 계절 특성에 따른 일기도 분석 방법에 대해 알아본다.

동아시아 지형

우리나라는 편서풍의 영향을 받기 때문에 서쪽에 위치한 동아시아 지형에 대한 숙지가 반드시 필요하다. 그림 1(a)는 현재 기상청에서 생산하고 있는 일기도 영역으로서, 그림 1(a)의 전체 이미지는 아시아 일기도 (지상~100hPa)이고, 내부에 위치한 사각형의 동아시아 일기도 영역은, 3시간 지상일기도 분석시 사용한다. 105°E 서쪽을 보면, 1500m 이상의 고지대가 폭넓게 분포하며, 특히 티베트고원은 해발고도가 3000m 이상인 지역이다. 몽골 고원지대와 티베트고원의 해발 고도는 각각 850hPa, 700hPa 이상의 고도에 해당하므로, 이 기준 고도나 이보다 낮은 고도의 일기도를 분석할 경우, 이 지역들은 지면아래에 놓이게 된다. 이 지역의 일기도 분석은 바람방향, 기온, 기압 등을 모두 고려할 경우 전체적인 일기도 묘화가 연속되지 못하고, 잘못 분석할 가능성이 커서 지형과 기후적인 측면을 고려한 분석과 묘화를 해야 한다.

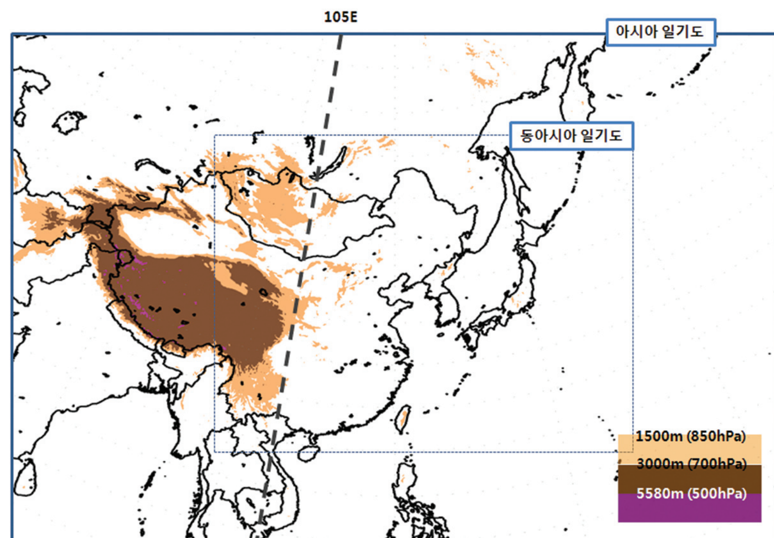


그림 1. 아시아 지형 및 아시아일기도, 동아시아 일기도 규격

그림 2는 겨울과 여름철인 1월과 7월의 전지구 월평균 지상일기도이다. 유라시아 대륙은 가장 넓은 대륙으로서, 1월에 냉각에 의한 시베리아 고기압이, 7월엔 가열에 의한 열 저기압의 세력이 뚜렷하다. 1월에 지표 냉각에 의한 시베리아 고기압이 유라시아 대륙에 광범위하게 위치하며, 상대적으로 해상에는 알류산 저기압이 발달한다. 알류산 저기압은 60°N 한대전선대(고위도 저압대)로서 지구대기대순환에 의해 발생하는 저기압이지만, 겨울철 아시아 대륙의 고기압 발달에 따라 상대적으로 더욱 발달하고 규모가 커진다. 이에 따라 30°N 부근의 북태평양 고기압은 동부 태평양으로 이동하고 범위도 축소된다. 이런 형태는 북대서양에서도 비슷하다. 버뮤다 고기압은 아이슬란드 저기압의 세력에 밀려 동부 북대서양 해상에서 축소된다. 반면, 7월엔 유라시아 대륙에 광범위하게 열 저기압이 자리잡고, 상대적으로 북태평양에 고기압이 발달하고 규모도 커진다. 북대서양도 유사하게 버뮤다 고기압이 발달한다. 이 고기압도 지구대기대순환에 의해 발생된 고기압이지만 대륙의 가열로 인해 그 규모가 더욱 확대된다.

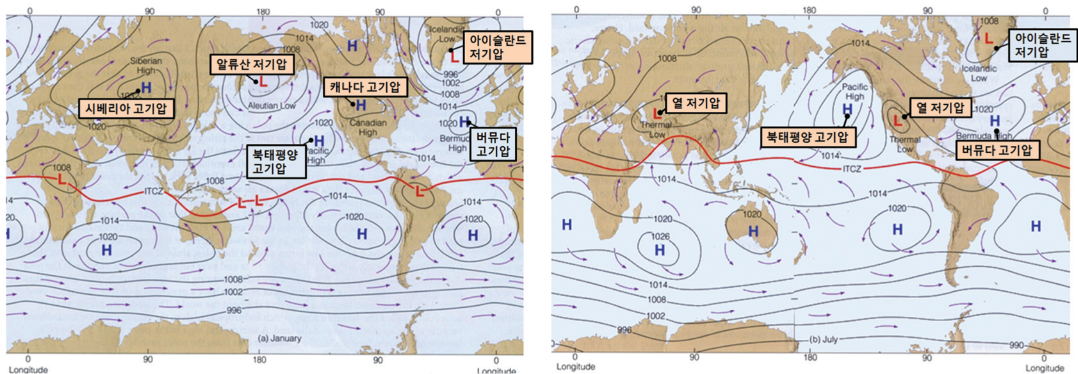


그림 2. 겨울(1월, 좌)과 여름(7월, 우) 전지구 평균 지상일기도
주황색상자 : 발달, 하늘색상자 : 축소(Ahrens and Samson, 2011)

계절별 일기도 분석

1) 겨울철 분석

겨울은 바이칼호 부근에 정체하고 있는 시베리아 고기압의 영향을 받는 계절이다. 시베리아 고기압의 중심은 여러 개로 분리하여 분석하는 것보다 주변에 분포한 관측 값을 고려하여, 하나의 중심을 가진 고기압으로 분석 · 묘화하는 것이 좋다. 이 지역은 1500m 이상의 고원지대이기 때문에 바람장, 기압값에 의존한 분석은 중요치 않다.

그림 3은 하루(24시간)간격의 지상일기도 분석결과이다. 그림 3(a)의 경우 몽골서쪽지역에 모든 기압값을 고려하여 고기압을 3개로 분리시켰다. 3개로 분리한 결과 고기압 주변의 등압선 굴곡이 커지고, 정체된 시베리아 고기압이 보이지 않고 고립된 약한 고기압으로 보인다. 티베트 고원지역은 기압값이 없는데도 불구하고 매우 강한 기압경도를 보이는 저기압을 묘화하였다. 이렇게 묘화한 결과 고기압과 저기압 사이에 등압선 간격이 매우 넓은 지역이 있는가 하면, 바로 인근에 매우 조밀한 지역도 나타났다. 그림 3(b)는 24시간 후 분석된 일기도인데 정체된 시베리아 기단을 하나의 고기압으로 분석하여 기단의 세력이 강하고 범위가 넓어 보이며, 굴곡이 덜한 원형에 가까운 등압선으로 묘화하였다. 남쪽에 위치한 저압부도 원형으로 저기압 중심을 그리지 않아 그림 3(a)에 비해 기압경도력이 일정하여 공기의 흐름이 잘 묘화되었으며, 특히 겨울철 가장 뚜렷한 시베리아 고기압의 세력이 남쪽과 동쪽으로 뻗여 있는 모습이 잘 묘화되었다.

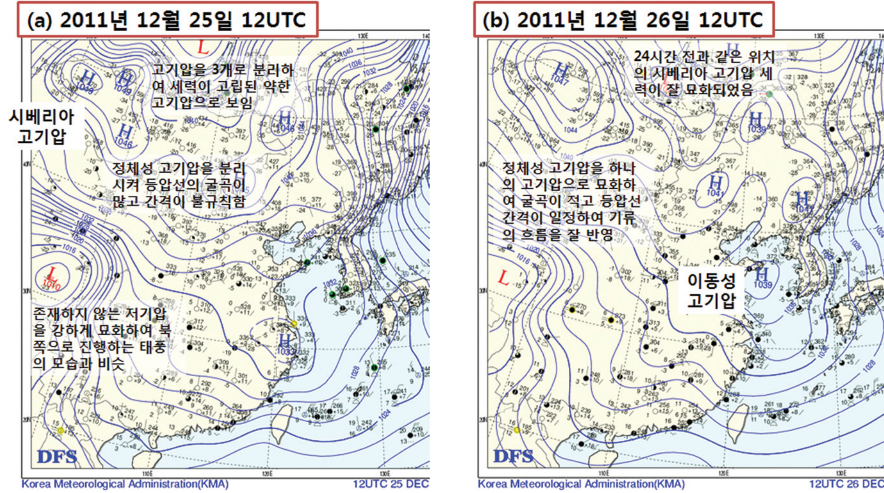


그림 3. 지상 편집 일기도 분석 예. (a)는 수정이 필요한 예, (b)는 잘된 분석의 예

그림 4는 겨울철 우리나라를 자주 통과하는 중규모 저기압(발해만 저기압)에 의한 일기도 분석결과이다. 겨울철 차가운 공기가 지배하는 가운데, 더 차가운 공기가 이동하면서 하층대기나 지상에 기압골을 형성하여 우리나라 서쪽지방에 눈이 내린다. 전선면의 고도가 낮아 그림 4(a)와 같이 500hPa에서는 서풍형의 바람과 동서로 평행한 기온구조를 보이나, 850hPa에서는 그림 4(b)와 같이 전선이 보이며, 전선의 서쪽은 북서류가 동쪽은 남서류가 나타난다. 그림 4(c)와 같이 지상일기도에서 저기압 중심이 나타나기도 한다. 그림 4(d)는 이번 사례에 대한 간단히 요약한 것으로서, 그림 4(b)의 A와 B를 자른 연직 모식도이다.

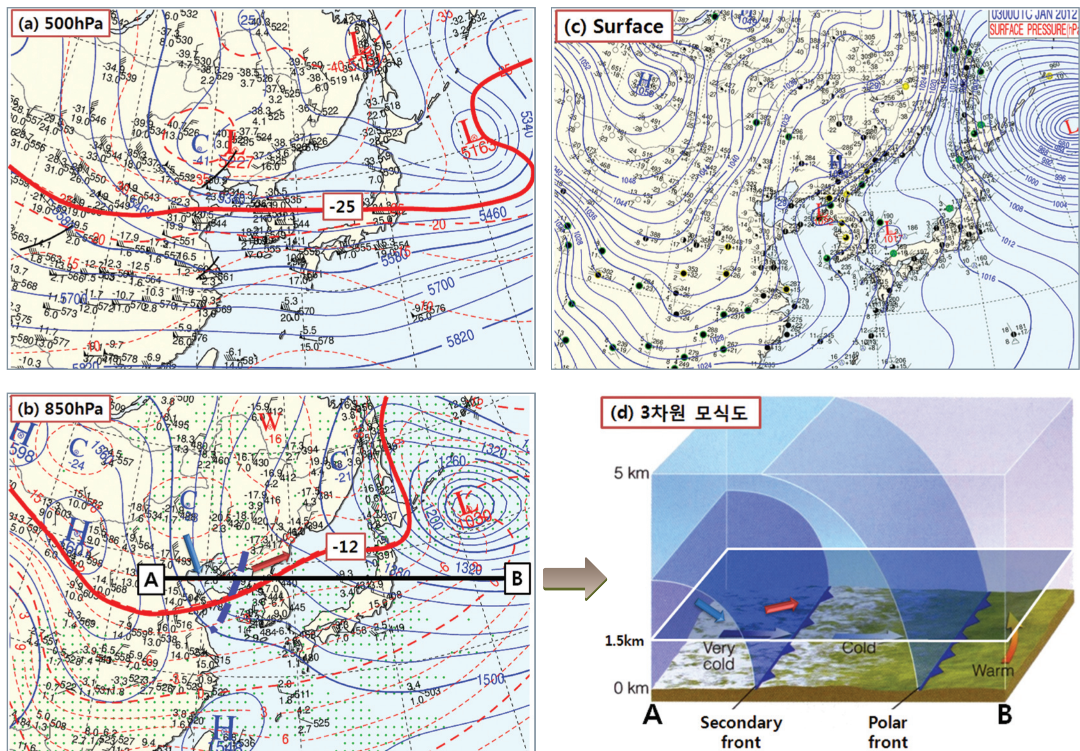


그림 4. 2012년 1월 3일 00UTC 일기도와 우리나라 주변((b)의 A와 B) 모식도(Ahrens and Samson, 2011)

2) 봄철

봄철에는 점차 일조시간이 길어지면서, 중국을 중심으로 몽골 남쪽까지 지표가열로 열 저기압이 발생하는 시기이다. 이 시기에 주의하여 분석할 요소로는 열 저기압, 전선저기압, 북태평양 고기압 등을 꼽을 수 있다. 열 저기압은 지표가열로 생성된 저기압으로서 이동하지 않는 정체성 저기압이다. 한편, 대륙의 얼었던 땅이 녹는 사막과 황토고원지대에서 주변보다 기온이 높아져 열 저기압이 발생하며, 이 저기압의 강한 상승 기류를 따라 모래와 먼지가 상층 대기로 불려 올라간 뒤, 상층의 강한 편서풍을 타고 우리나라로 이동해 오기도 하는데, 이를 황사라고 한다. 우리나라에 황사가 심하게 이동해 오는 경우는 대개 우리나라 북쪽을 지나는 저기압 후면에서 북서풍이 부는 기압패턴이 유지될 때이고, 한랭전선을 동반한 경우는 특히 황사가 심해진다.

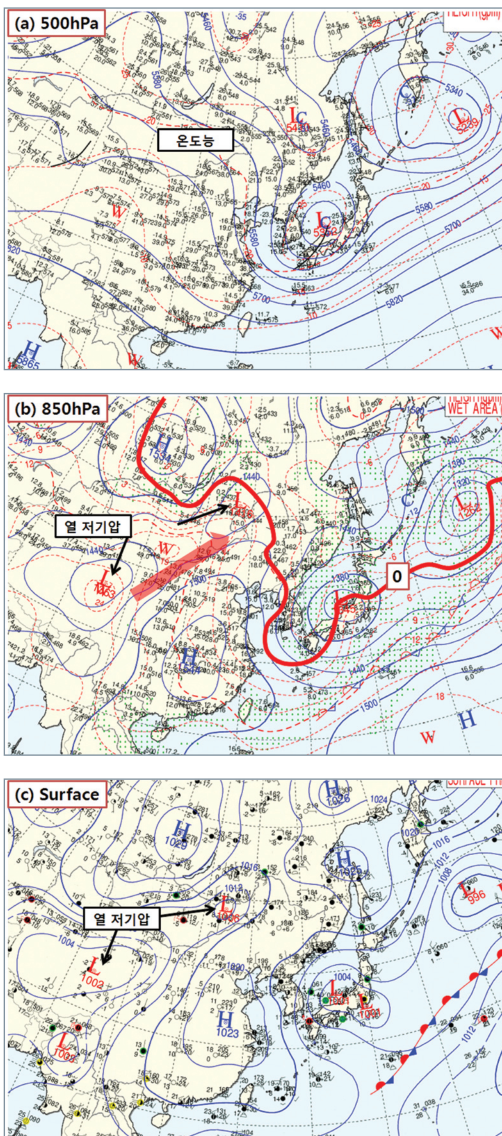


그림 5. 2011년 4월 19일 00UTC(열 저기압 발달사례)

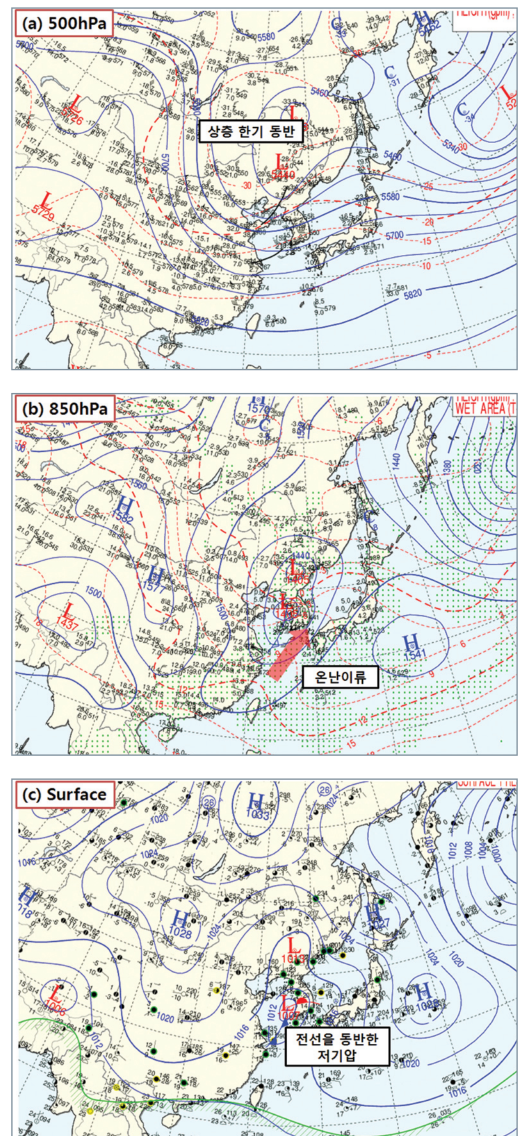


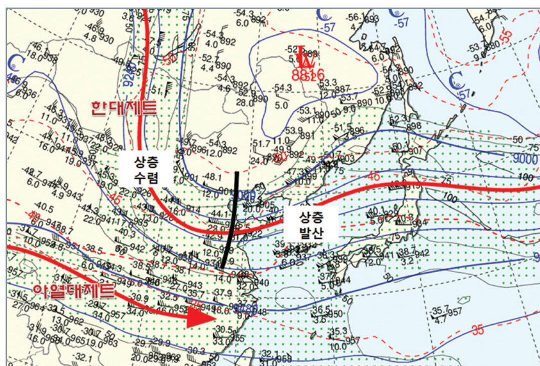
그림 6. 2011년 4월 22일 00UTC(전선 저기압 발달사례)

그림 5에서 2011년 4월 19일 00UTC에 850hPa에 중국과 몽골지역으로 온난이류가 강화되었다. 0℃ 등온선이 우리나라에서 몽골 북서쪽까지 남에서 북으로 놓여있다. 티베트 고지대에서 발생한 저기압은 열저기압으로써 이동을 하지 않는 정체성저기압이다. 지상일기도에서도 저기압 중심이 보인다. 이 저기압 주위로 바람장을 고려하여 전선을 분석하는 경우가 있는데 상층의 기압골과 온도골이 동반되지 않는다면 전선을 분석하지 않아야 한다. 또한, 지상일기도에서 이 지역은 약 1km 고도에 해당하므로 바람이나 기상 요소를 고려한 일기도 분석이 중요하지 않다. 발생된 열 저기압은 3일간 정체하다가 상층의 온도골을 동반한 기압골이 서에서 동으로 이동하면서 이 열 저기압 상공을 지나갈 때, 연직으로 잘 발달된 전선 저기압이 발생한다. 이 전선저기압은 동서의 큰 온도 차이에 의해 빠르게 이동하면서 발달하는데 그림 6처럼, 500hPa에 한기를 동반한 기압골과 합쳐져서 연직으로 잘 발달된 저기압이 한반도를 통과하는 것을 볼 수 있다. 850hPa과 지상일기도에 저기압 중심이 보이며, 전선분석이 가능하다. 저기압 중심을 기준으로 전선분석을 하기 위해서는 뚜렷한 동서의 온도차이가 있어야 한다. 열저기압처럼 저기압 중심을 기준으로 주위가 모두 따뜻한 상태이거나, 해발고도가 높은 고지대일 경우는 전선분석을 하지 않는다. 상층의 차가운 공기가 동반되어 연직으로 잘 발달된 구조가 아닐 경우도 전선분석을 하지 않는 것이 좋다.

봄철은 상층은 아직 겨울철 패턴을 유지하고, 중국 대륙의 열적 가열은 강화되기 때문에 대기가 불안정한 시기이다. 상층의 강한 한기를 가진 공기가 우리나라 쪽으로 이동할 때, 저기압이 연직적으로 강하게 발달한다. 그림 7은 그림 6의(c)와 같은 시각의 300hPa 일기도와 300hPa 부근과 지상의 모식도를 보여준다. 300hPa 일기도에서 기압골(trough)부근으로 남북의 고도경도가 크고 강풍중심이 나타나는데, 그림 7(a)에서 100kts이상의 강풍 중심이 우리나라 부근에 위치한다. 300hPa 일기도에서 제트기류의 중심이 위치하는 기압골을 중심으로 서쪽은 기류가 합류(confluence)하는 형태로 상층 수렴, 하층 발산이 나타나며, 동쪽은 기류가 분류(diffluence)되는 형태로 상층 발산, 하층 수렴이 나타난다. 그림 7(b)에서 지상과 상층과의 일기시스템 구조가 간단하게 설명되어 있다. 그림 6(c)의 지상일기도와 비교해 보면, 전선이 동반된 발달한 저기압은 서해상에 위치한 저기압과, 고기압은 몽골남부에 위치한 고기압과 일치됨을 알 수 있다. 동아시아 봄철은 중위도 파동에 따른 고 · 저기압 발달 이론이 잘 일치되는 계절이다.

이 외에도 봄철에 주의해서 분석해야 할 요소가 있는데, 850hPa에 동중국해 부근에 위치한 정체성 고기압이다. 필리핀 고기압이라고 부르며, 2월부터 벵갈만부근과 인도차이나반도의 지표가열로 저압부가 형성

(a) 2011년 4월 19일 00UTC 300hPa 일기도



(b) 3차원 모식도

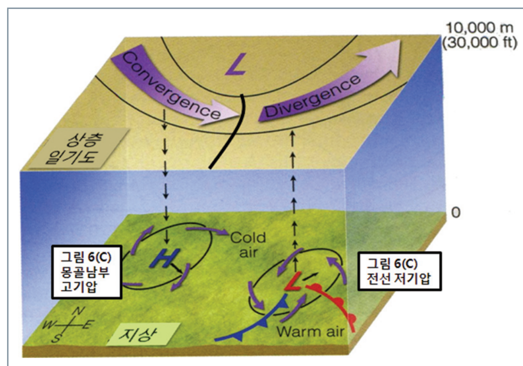
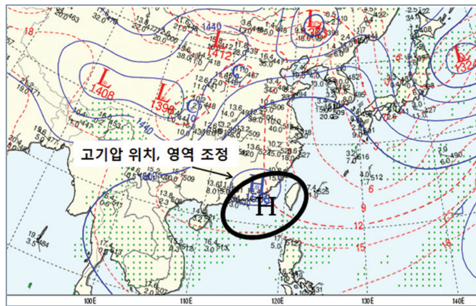
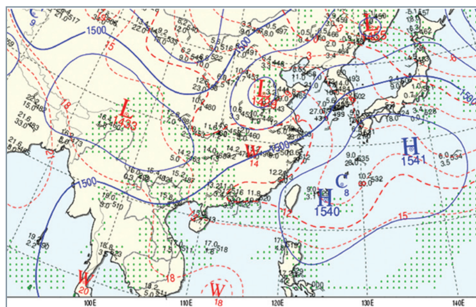


그림 7. 2011년 4월 19일 00UTC 300hPa 일기도와 3차원 모식도

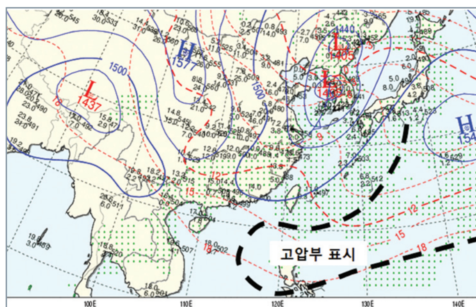
(a) 2011년 4월 20일 00UTC



(b) 2011년 4월 21일 00UTC



(c) 2011년 4월 22일 00UTC



됨에 따라 상대적으로 필리핀 부근해상에서 발생 하는 키가 작은 고기압이다. 이 고기압은 2월 말에 필리핀 부근에 위치하다가 4월 초부터 동중국해 부근 까지 확장한다. 하층대기의 대륙과 해양의 비열차이에 의해 만들어지는 아열대 고기압으로서, 일기도 분석에 주의할 필요가 있다. 이 850hPa 고기압은 중국에서 이동성 고기압이 동중국해상으로 이동할 때 합쳐지면서 그림 8(a)와 같이 우리나라까지 고기압의 능이 확장한다. 이렇게 확장하면 고기압 가장자리를 따라 다량의 수증기가 포함된 온난한 기류가 우리나라로 유입 된다. 서쪽에서 발달하는 저기압이 접근하면 많은 비가 내리기도 한다. 전선을 동반한 저기압이 우리나라를 통과하면 이 고기압은 다시 필리핀 부근으로 남하한다.

그림 8(a)와 같이 드물게 중국 내륙에 이 고기압 중심을 묘화하는 분석자도 있는데, 고기압 발생원인이 해상과 육상의 비열차이이므로 해양에 중심을 묘화하는 것이 바람직하다. 또한 (c)와 같이 필리핀 부근해상에 고기압을 묘화하지 않는 경우도 있는데, 이때는 주변의 관측값을 살펴보고 간선으로라도 고압부를 묘화하는 것이 좋다. 그렇지만, 이 키가 작은 고기압 상공에는 여름철처럼 500hPa에 고기압이 뚜렷하게 나타나지 않는다.

그림 8. 850hPa 일기도(검정색 선은 수정이 필요한 부분임)

[참고문헌]

홍성길, 1995: 기상 분석과 일기예보, 교학연구사

이우진, 2006: 일기도와 날씨해석, 광교이텍스

Ahrens. C. D. and P. Samson, 2011: Extreme weather and climate. *printed in the United States of America.*

Hsu. H. -H., C. -T. Terng, and C. -T. Chen, 1999: Evolution of large-scale circulation and heating during the east transition of Asian summer monsoon. *Journal of Climate,* 12, 793-810.

Samel. A. N., W. C. Wang, and X. Z. Liang, 1999: The monsoon rain band over China and relationships with Eurasian circulation. *Journal of Climate,* 12, 115-131.

Bao. C. -L., 1987: Synoptic Meteorology in China. *China ocean press. Beijing;* p47-81.

Han. S. -U. and B. -Y. Byun, 2006: The existence and the climatological characteristics of the spring rainy period in Korea. *International Journal of Climatology,* 26, 637-654.

Tian. S. -F. and T. Yasunari, 1998: Climatological aspects and mechanism of spring persistent rain over central China. *Journal of the Meteorological Society of Japan,* 76, 57-71.

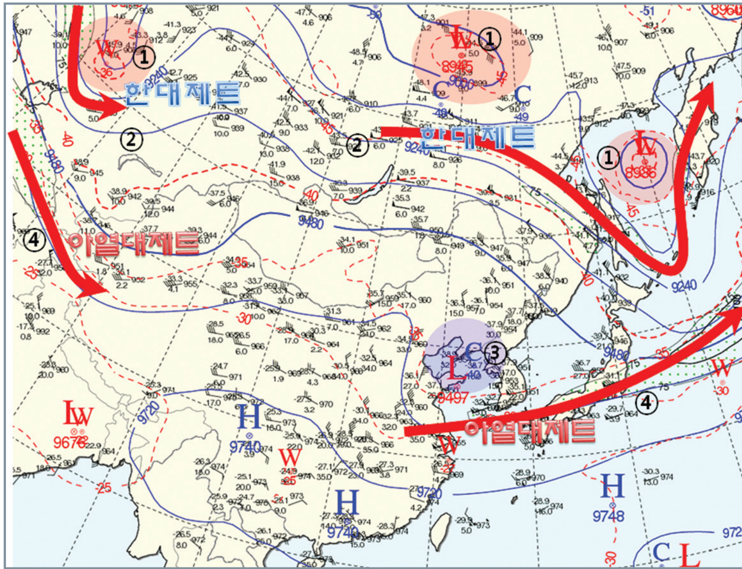
Matsumoto. J., 1992: The seasonal changes in Asian and Australian monsoon regions. *Journal of the Meteorological Society of Japan,* 70, 257-273.

Djuric, D., 1994: Weather Analysis. *Prentice Hall, Texas A&M university,* p7-10.

부 록

300hPa 일기도로 한대제트와 아열대제트 구분방법

(a) 300hPa 제트기류 분석



(b) 상층제트와 지상일기도

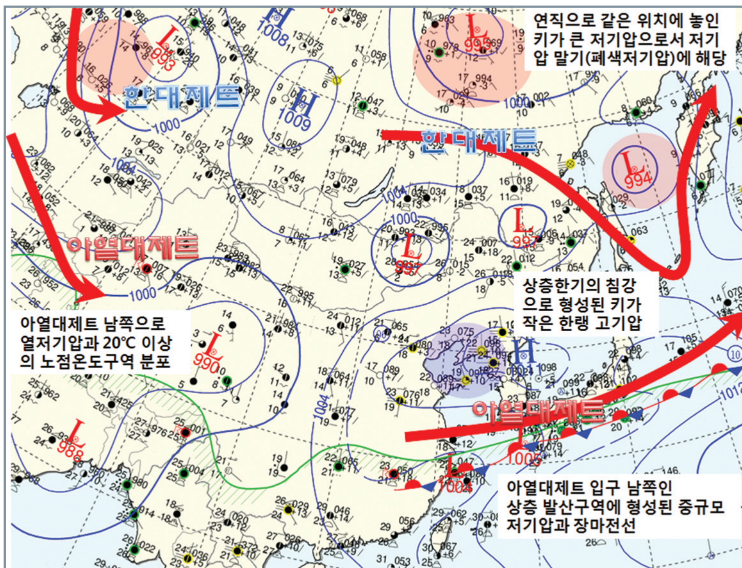


그림 9. 한대제트, 아열대세트의 분석

한대제트

① 300hPa일기도에서 제트축을 기준으로 북쪽에 위치한 저기압의 중심이 Warm 일 경우
② 300hPa일기도에서 티베트고원 북쪽(40N이상 고위도)에서 우리나라로 이동하는 제트기류

아열대제트

③ 300hPa일기도에서 제트축을 기준으로 북쪽에 위치한 저기압의 중심이 Cold 일 때
④ 300hPa일기도에서 한대제트 남쪽으로 제트축이 위치하며, 이 제트축의 남쪽이 Warm일 경우

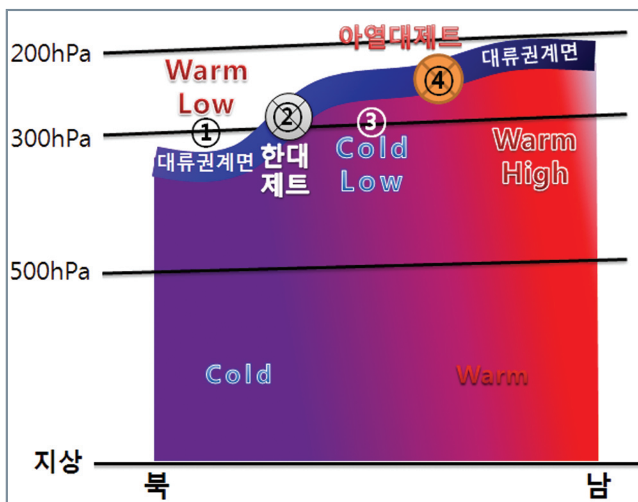


그림 10. 제트기류의 연직 분포

① 상층 온난저기압 (Warm Low)
② 한대제트 (Polar jet)
③ 상층 한랭저기압 (Cold Low)
④ 아열대 제트 (Subtropical Jet)



일기도 분석 가이던스(2)

여름철에는 대륙과 해양의 비열 차이로 인하여 유라시아 대륙에 열저기압이, 해양에 북태평양고기압이 형성되고, 우리나라는 그 사이에 위치하여 그림 1(a)와 같이 남풍 기류의 영향을 받는다. 뜨겁고 습한 남풍 기류는 대륙의 열저기압 남쪽인 벵갈만과 남중국해에서 유입되거나, 북태평양고기압 남쪽인 적도 태평양에서 유입된다. 이 기류는 중국 양쯔강하류 부근이나 동중국해에서 합쳐지면서 풍속이 증가하고 우리나라로 뜨겁고 습한 공기를 유입시켜 호우와 무더위의 원인이 된다. 북태평양고기압과 대륙의 열저기압은 여름철 동아시아 하층대기의 특징이다. 이외에도 중 · 상층 대기분석 시 고려해야 할 요소는 그림 1(b)와 같이 300, 200hPa의 티베트고기압, 상층제트(50kts 이상의 풍속대), 500hPa의 북태평양고기압의 등고선(기준선 5880gpm[1)]) 등이 있다. 티베트고기압은 티베트고원지대의 해발고도가 약 500hPa에 달함으로 300hPa 이상의 고도에서만 뚜렷하게 나타나고 우리나라와 일본 남쪽 해상의 상공에 동서로 고기압 벨트를 형성한다(Ueno et al. 2001, Hsu et al. 1999, Flohn 1968). 따라서, 여름철에 티베트 지역은 500hPa 이하의 고도에서는 열저기압(열저압부)으로 묘화해야 한다. 반면에 북태평양고기압은 500hPa 고도에서는 뚜렷하게 나타나지만 300hPa 이상의 고도에서는 티베트고기압과 구분이 되지 않거나 존재하지 않을 수 있다. 이번 호에선 여름철 우리나라 주변의 기후학적 특징을 고려하여 대표적인 호우사례에 대한 일기도 분석 방법에 대해서 알아본다.

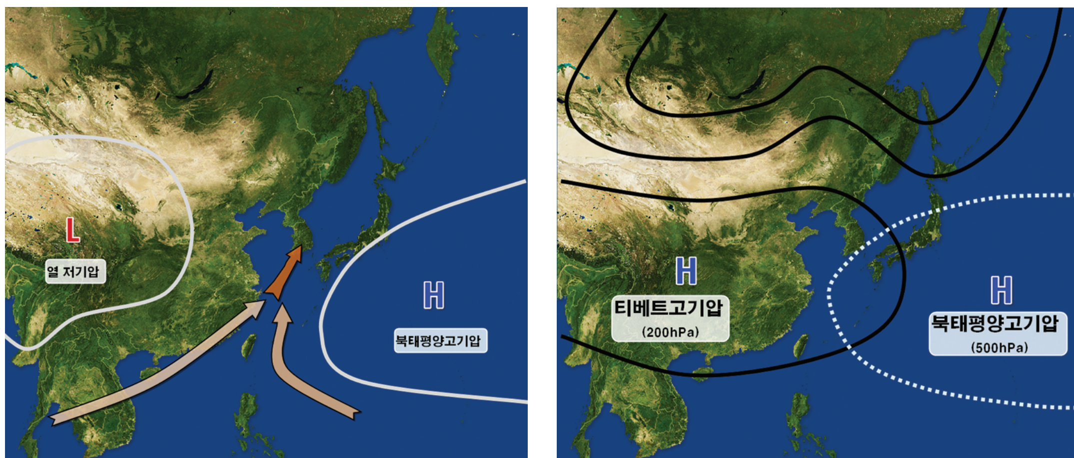


그림 1. (a) 여름철 지상기압계 분포, (b) 200hPa 등고선(실선)과 500hPa 등고선(점선)

1) 기후학적으로 북태평양고기압 영역의 가장자리는 500hPa 고도에서 5880gpm 고도선과 잘 일치한다(Choi and Byun 2007, Bao 1987, Huang and Tang 1964).

▌호우 유형 분류

2001년 이후 우리나라에서 1시간에 70mm 이상[2)]의 집중호우가 발생된 사례를 표 1과 같이 유형별로 요약하였다. 표 1에서 기상학적 원인 분류는 하층제트와 상층제트가 동일한 호우구역에 존재할 경우에 「상하층제트 커플링형」이라고 구분하였고, 하층제트는 존재하지 않지만 상층제트가 존재하며, 상층 제트의 중심을 기준으로 기류가 유입되는 입구의 남쪽인 상층 발산구역에 위치하고 태풍의 전면에서 호우가 발생된 경우를 「태풍 전면 수렴형」으로 정의하였다. 마지막으로, 하층제트와 상층제트가 모두 존재하지 않는 호우를 「국지성 호우형」으로 구분하였다.

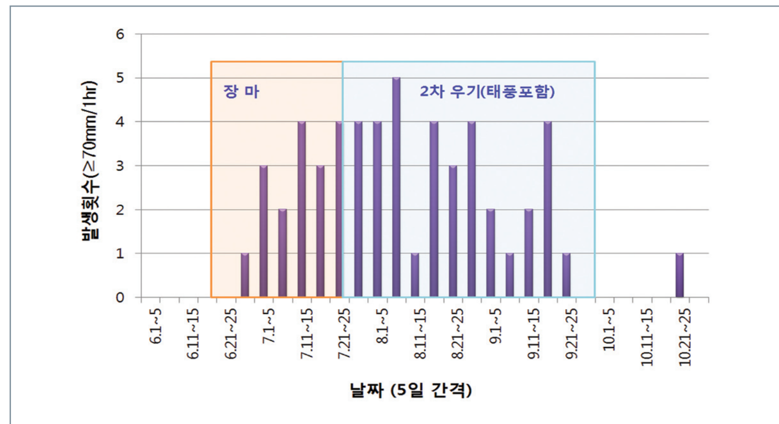


그림 2. 2001~2011년동안 시간당 70mm이상 관측된 사례들. 장마와 2차 우기의 기간은 장마백서(2011)를 참고함(제주지방 장마시작 6월19일 중부지방 장마종료 7월 25일(1981~2010 평균), 2차 우기는 장마종료 이후).

그림 2는 1시간에 70mm 이상 호우가 발생된 사례를 조사하여 5일 간격의 발생횟수를 보여주는 그래프이다. 총 53개 사례 가운데 장마기간에 17개(32%)가 발생하였고, 2차 우기에 가장 많은 35개(66%)가 발생했다. 10월에는 1개의 호우사례가 있다. 2차 우기기간에는 태풍이 5개를 차지하여 총 호우 중 9%를 차지했다. 1시간에 70mm 이상의 강수량은 호우주의보 기준을 1시간 내에 넘어서는 양이고, 돌발홍수에 의한 피해를 발생시킬 수 있다. 기상학적 원인으로 호우사례를 분류하면, 상하층 제트커플링형 호우가 총 53개 사례 중 25개(47%)로 가장 많았다. 하층제트 커플링은 동일한 지역의 상공으로 하층제트와 상층제트가 일정한 각도를 이루면서 교차하여 지나가는 구조를 말한다(2011년 손에 잡히는 예보기술 2호 '하층제트'편 참조). 이런 형태의 대기구조가 나타나면, 직접 열순환에 의한 연직운동이 활발해지며, 하층수렴과 상층발산에 의해 호우가 발생하기 쉬운 대기구조가 잘 형성된다(Saulo et al. 2007, Chen et al. 2003). 다음으로 상하층 제트 커플링에 의한 호우사례를 중심으로 일기도를 분석하고 해석할 때 주의해야 할 사항과 고려해야 할 요소에 대해 알아본다.

---

2) 강수량이 1시간 만에 호우주의보 기준에 도달한 경우를 선별함

표 1. 주요 집중호우(≥70mm/1hr) 사례(2001~2011년)

원 인	날 짜	호우지역	1시간 최대강수량	인명, 재산피해
상하층제트 커플링 (2차 우기 기간)	2002.8.6	강원영서	홍천 74	
	2004.8.22	제주	성산 100.5	
	2005.7.31	제주	성산 97	
	2005.8.25	경상도 동해안	포항 89.5	
	2005.9.17	충남북부	천안 75.5	
	2007.8.5	중부, 남해안	제천 92.5, 거제 78.5	
	2007.8.8	지리산부근	거창 83	
	2008.8.16	전라남 · 북도	부안 78.5	
	2009.8.27	제주	제주 87.5	
	2010.8.17	전라도	남원 72.5, 영광군 76	
	2010.9.21	중부지방	서울 75.0	2명, 592억
	2011.7.27	중부, 경남남해안	양평 85.0, 서울 59.0	
	2011.8.1	남해안	남해 95	
국지성 호우	2003.7.25	전라북도	전주 87	
	2005.8.2~3	전북	정읍 61.0	
	2005.9.1	전북	정읍 81.5	
	2007.7.29	경북, 충북	봉화 83.5	4억
	2008.8.8	전라남도	광주 86.5	
	2010.7.1	전북남부	정읍 83.5	
	2010.8.7	전북일부	전주 80	
상하층제트 커플링 (장마 기간)	2001.7.5	남해안	거제 96.5, 통영 71.3	
	2001.7.15	수도권	서울 99.5	66명, 1948억
	2001.7.23	강원영서	홍천 79.5	
	2001.7.29	중부서해안	인천 83.5, 서산 80	
	2004.7.14	전라남도	진도 115.5	
	2004.7.17	충청도	금산 70	
	2005.7.1	강원영서	태백 75.5	
	2006.6.30	제주	성산 89.5	
	2006.7.15~16	강원영서	홍천 89.0	29명, 3022억
	2009.7.7	남해안	부산 73.0	2명, 209억
	2009.7.15~16	남해안	창원 102.0	10명, 2301억
	2010.7.23	서해안호우	서산 99.5	4명, 210억
태풍 나리	2007.9.16~17	제주도, 남부	제주 75.0, 고흥 92.5	16명, 1592억
태풍 루사	2002.8.31~9.1	동해안	강릉 100.5	321명, 5조1천억
태풍 매미	2003.9.12~13	경상도	남해 89.5	132명, 4초8천억
태풍 메기	2004.8.18~19	남부, 동해안	산청 84.5	7명, 2508억
태풍 무이파	2011.8.7	지리산부근	광양시 106.5, 순천 75	
태풍전면수렴	2001.7.10	제주	성산 94.0	
	2008.8.13	경상남도	부산 106	
	2011.9.17	전라남 · 북 내륙	주암 71	
발달한 저기압	2006.10.23	영동	강릉 81.5	

사례 분석 – 상하층제트 커플링형

상층 등고선 분류형 발산

그림 3은 2011년 7월 27일 상하층제트 커플링에 의해 수도권과 부산에서 동시에 호우가 발생한 사례이다. 7월 27일 00UTC에 850hPa에서 2개의 강풍대가 서해와 남해상에 분포하며, 강풍대 중심의 북동쪽에서 호우가 나타났다.

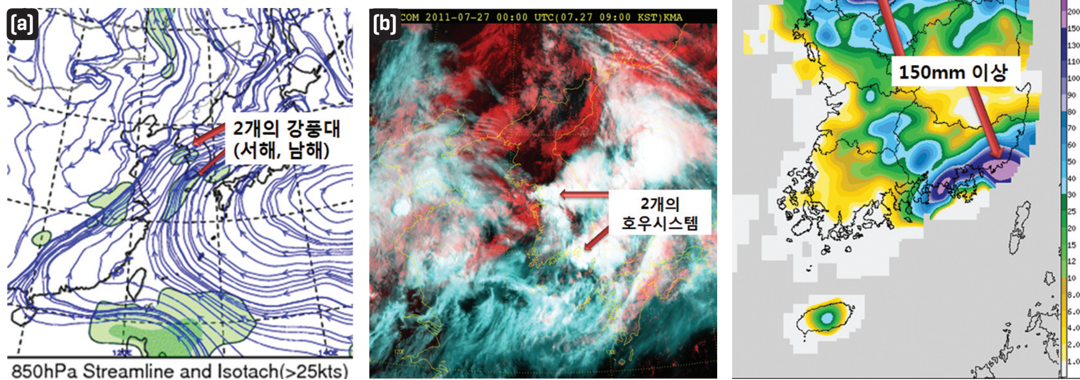


그림 3. 2011년 7월 27일 00UTC (a)850hPa 유선과 하층제트(〉25kts : 초록색 영역), (b)위성영상, (c)27일 일 누적 강수량 분포도

그림 4는 그림 3(a)와 같은 시각의 편집일기도이다. 850hPa 일기도에서 우리나라 부근으로 남서풍의 하층제트(25kts이상)가 보인다. 850hPa의 하층제트는 200hPa 일기도에서 보하이만부터 우리나라 중부지방을 지나가는 상층제트와 교차하는 풍계를 보인다. 이렇게 850hPa의 남서풍과 200hPa의 서풍이 동일한 지역의 상공을 지나가게 되면 호우가 발생하기 좋은 조건이 된다.

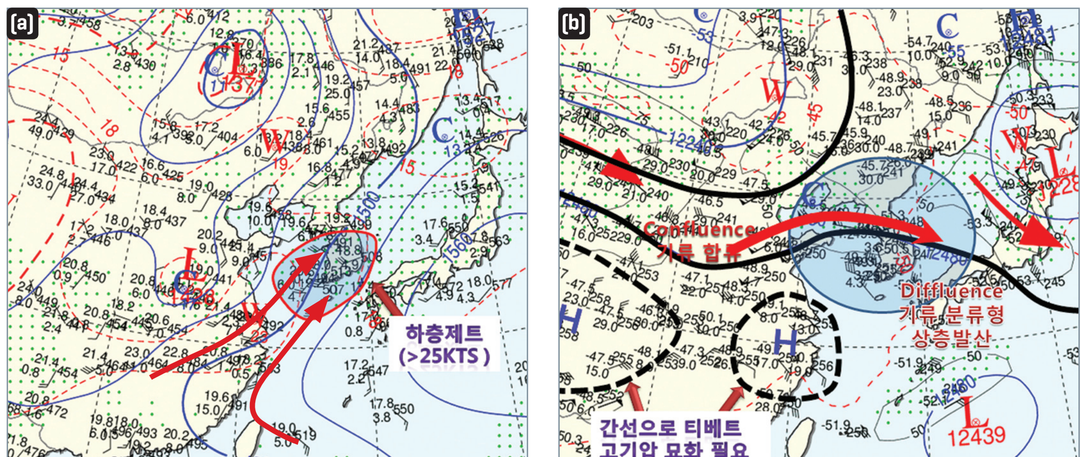


그림 4. 2011년 7월 27일 00UTC (a)850hPa과 (b)200hPa 편집일기도

겨울철은 남북의 온도차이가 크기 때문에 한대제트가 강하고, 아열대제트도 공존하는데 반하여 여름철은 아시아대륙의 가열로 남북의 온도차이가 작아 풍속이 약하고 우리나라 부근에선 한대제트보다 풍속이 약한 아열대제트가 주로 나타나기 때문이다. 그림 4(b)와 같이 여름철 일기도 분석 시 티베트고기압을 실선으로 분석할 수 없다면, 간선으로라도 묘화하는 것이 옳다. 이 티베트 고기압은 6~9월까지 티베트 고원에서 우리나라 부근의 상공을 오르내린다(Bao 1987). 그림 4(b)에서 중국 북부지역은 남북으로 등고선이 조밀한데 비해 우리나라 부근의 분류형 등고선 분포는 남북의 등고선 경도가 약하다. 등고선이 분류되는 형태는 발산이므로, 이 일기도에서 우리나라는 상층 발산구역에 위치한다고 할 수 있다. 한편, 상층일기도 분석 시 합류형의 등고선 분포는 상층의 기류가 수렴되는 형태이다. 따라서, 상층 바람장을 이용해 가장 강한 발산지역에 대한 면밀한 분석이 필요하다. 등고선 분류형의 상층 발산구역은 고기압성 회전을 하는 북서기류에서 뚜렷하며, 풍속은 강하지만 기류가 진행하는 방향으로 풍속이 약한 지역에서는 발산값이 최대로 나타난다(Funk 1991, Maddox 1979, Uccelini and Johnson 1979).

그림 5는 하층제트에 의한 호우 모식도와 상층제트와 하층제트의 커플링 모식도이다. 그림 5에서 강한 대류에 의한 호우 구역은 850hPa에서 최대풍속의 북쪽에 위치하는데, 온난·습윤한 기류가 고위도로 이동하면서 상대적으로 차가운(무거운) 공기위로 상승하다가 상층의 발산구역에 들어가게 되면 강한 대류가 발달한다. 따라서, 동일한 850hPa 등압면 일기도에서 상승기류가 가장 강한 지역은 최대풍속의 북쪽에 풍속이 감소하는 지역이다. 그림 4와 같이 850hPa 최대풍속을 기준으로 남북의 연직단면도를 보면, 그림 5와 같이 하층대기의 강한 남풍은 고위도로 이동하면서 수평적 풍속 감소분을 연직 상승운동으로 전환시키며, 최대 상승운동이 나타나는 지역에서 강한 대류가 나타난다(Trier and Parsons 1993). 이 모식도에서 보여준 대류발달구역은 그림 3에서 보여준 2011년 7월 27일 호우사례와 일치한다. 그림 5에서 하층제트가 지나가는 상공의 지상바람은 동풍이나, 미풍의 바람이 분다. 왜냐하면, 따뜻한 기류는 지상으로 하강하지 않고 상승하기 때문에 그림 4와 같이 일정한 각도의 남북방향으로 전선면이 생기기 때문이다. 따라서, 지상일기도 분석시 850hPa 하층제트의 최대풍속의 북쪽지역은 바람의 풍계를 고려한 일기도 분석보다 주변 기압계를 고려한 묘화가 필요하다. 그림 6은 2011년 7월 27일 00UTC 지상일기도이다. 우리나라 중부지방을 중심으로 등압선 간격은 조밀한데 비하여 지상에서 관측된 풍속은 매우 약한 것을 볼 수 있으며, 특히 뇌전을 동반한 많은 비가 내리는 서울은 등압선 방향과는 달리 북동풍이 불고 있다.

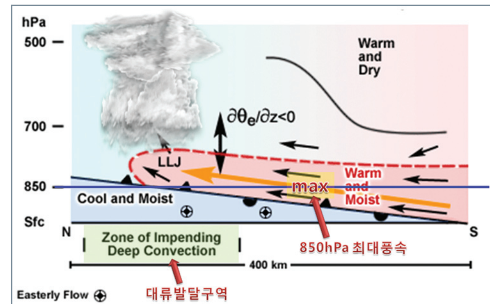


그림 5. (a)하층제트에 의한 호우 모식도

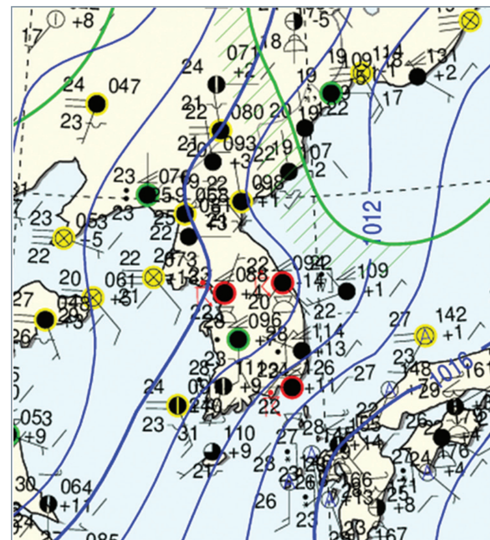


그림 6. 2011년 7월 27일 00UTC 지상일기도

제트 입구의 남쪽 발산

상층 발산구역은 앞에서 설명한 등고(압)선 형태로 찾을 수 있다. 상층 발산구역은 주로 상층 제트가 약할 경우에 해당하며(주로 아열대제트에서 중심풍속 100kts 이하), 상층제트가 강할 경우 분류형태가 나타나지 않는다(주로 한대제트에서 중심풍속 100kts 이상). 또 다른 방법으로 제트축을 기준으로 풍속의 증가, 감소 지역의 4개 분면으로 나눠 찾을 수 있다. 등고선 형태로 나타나는 그림 7(a)는 2010년 9월 21일 중부지방에 발생한 호우사례에 대한 12UTC 200hPa 일기도이다. 차가운 공기를 가진 북쪽의 기류가 중국 북부지방으로 남하하면서 우리나라 부근의 따뜻한 기류와 만나 강한 제트기류가 형성되는데, 제트기류의 최대풍속 지역은 연해주 부근에 위치하고 우리나라는 제트 최대풍속을 기준으로 남쪽이고 입구에 해당한다. 그림 7(b)의 Uccellini and Kocin (1987)가 제시한 제트기류에 의한 발산, 수렴의 모식도에서 상층 발산, 하층수렴 지역에 해당한다.

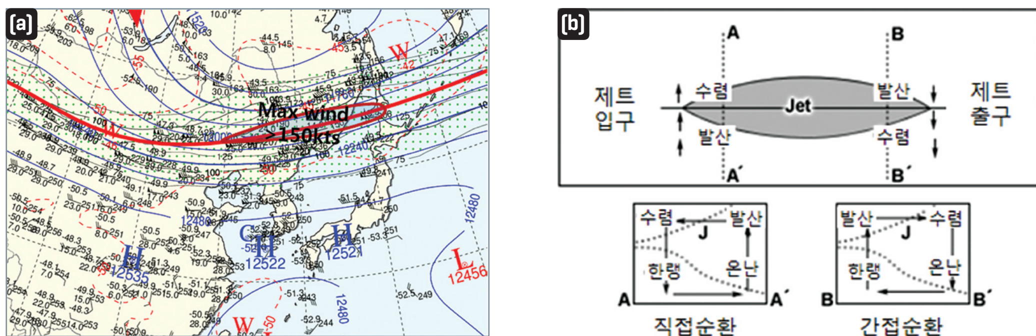


그림 7. (a)2010년 9월 21일 12UTC 200hPa 일기도와 (b)상층제트에 의한 발산과 수렴구역 모식도

[참고문헌]

장마백서, 2011: 기상청

Bao, C-L., 1987: Synoptic Meteorology in China. *China ocean press.* Beijing.

Chen, G. T, Z. Jiang, and M-C. Wu, 2003: Spring heavy rain events in Taiwan during warm episodes and the associated large scale conditions. *Mon. Wea. Rev.,* 131: 1173-1188.

Choi, K-S. and H-R. Byun, 2007: Definition of the onset and withdrawal of the warm season over east Asia and their characteristics. *J. Korean. Met. Sci.,* 43-2: 59-75.

Flohn, H., 1968: Contributions to meteorology of the Tietan plateau. *Atoms. Sci. Paper No 130, Colorado Stte Univ.,* Ft. Collins, Co.

Funk, T. W., 1991: Forecasting techniques utilized by the Forecasting Brach of the National Meteorological center during a major convective rainfall event. *Wea. Forecasting,* 6, 548-564.

Hsu, H-H., C-T. Terng, and C-T. Chen, 1999: Evolution of large-scale circulation and heating during the east transition of Asian summer monsoon. *Journal of Climate* 12: 793-810.

Huang S. S. and M. M. Teng, 1964: On the annual variation of the subtropical high position. *J. Natural Science in Univ.,* 1: 11-29.

Maddox, R. A., 1979: The evolution of middle and upper tropospheric features during a period of intense convective storms. Preprint: *Eleventh Conf. on Severe Local Soc.,* Kansas City, Amer. Meteor. Soc., 41-48.

Saulo, C., J. Ruiz, and Y. G. Skabar, 2007: Synergism between the low level jet and organized convection at its exit region. *Mon. Wea. Rev.,* 135: 1310-1326.

Trier, S. B. and D. B. Parsons, 1993: Evolution of environmental conditions preceding the development of a nocturnal mesoscale convective complex. *Mon. Wea. Rev.,* 121, 1078-1098.

Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric het streaks and implications for the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.,* 107, 682-703.

______, L. W. and P. J. Kocin, 1987: The interaction of jet streak circulations during heavy snow events along the east coast of the United States. *Wea. Forecasting,* 2: 289-308.

Ueno, K., H. Fujii, H. Yamada, and L. P. Liu, 2001: Seasonal heating of the Tibetan plateau and its effect on Asian summer monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan,* 79(1B): 419?-434.

Yanai, M., C. Li, and Z. Song, 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan,* 70(1B): 319-351.



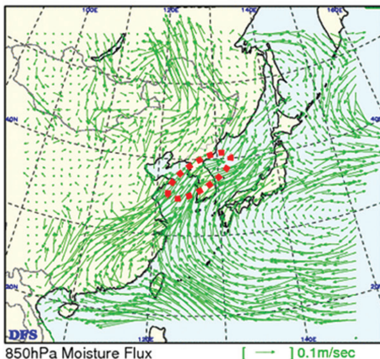
보조일기도 분석 및 적용

보조일기도는 기본일기도에서 보여주지 못하는 기상요소들과 2차 변수들, 특정 기상요소만을 강조한 자료를 예보관에게 제공함으로써, 시스템의 이해를 돕고 정확한 분석과 예측을 할 수 있게 보완해 주는 일기도이다. 이번호에선 기상청에서 생산하는 보조일기도의 분석 및 적용방법에 대해서 알아본다.

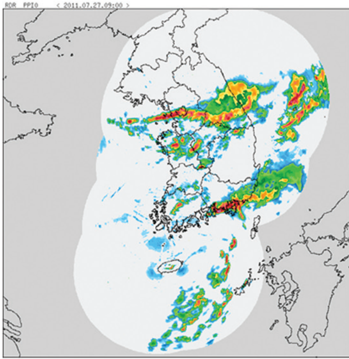
850hPa 수분속

850hPa 수분속(moisture flux; $10^{-2}\cdot g^{-1}\cdot m^{-2}\cdot s^{-1}$)은 850hPa면에서 단위 면적을 단위 시간에 통과하는 수증기의 양과 이동 방향을 화살표로 나타낸 것으로, 그 양($q\times\vec{V}$)은 화살표의 길이에 비례한다. 호우 예보에 수분속을 이용할 때는 벡터의 크기보다는 어디에서 수렴하는지 혹은 가강수량 등 다른 보조자료를 참고하여 수렴하는 양을 판단하는 것이 중요하다. 수증기의 유입량은 많고 유출량이 적은 곳에서 수증기가 모이게 되고 비구름이 발달하기 쉽기 때문이다. 그림 1은 2011년 7월 27일 00UTC에 서울부근에 나타난 호우 사례로 850hPa 수분속의 벡터가 중국과 동중국해에서 경기만 부근으로 이동하면서 수렴하는 것을 볼 수 있다. 레이더와 위성영상을 참고하면, 수분속 벡터의 크기보다는 수렴하는 구역에서 강한 에코와 대류성 구름이 발달함을 알 수 있다. 만약, 850hPa 수분속의 벡터 크기가 크고 수렴하는 형태일 때, 850hPa 수렴장을 참고한다면 더 정확한 분석이 가능하다. 수렴은 대기 하층의 이슬점온도를 증가시켜 강수가 있을 때는 강한 강수를 유발시키고 상당온위 값도 증가시킨다. 습윤 이류는 습기를 특정한 지점으로 연속적으로 이동시키기 때문에 실제 강수량은 가강수량 (Precipitable Water)보다 훨씬 많이 나타날 수 있다.

(a) 수분속



(b) 레이더영상



(c) 위성영상

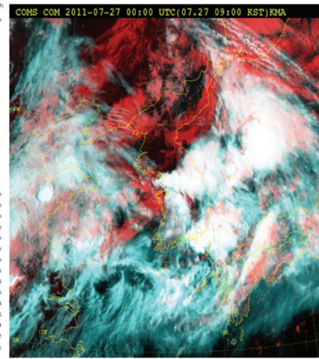


그림 1. 그림 1. 2011년 7월 27일 00UTC 실황자료

850hPa 유선

유선은 그림 2와 같이 수평면에서 각 지점의 바람 방향에 평행하게 연속적으로 그은 선으로서, 중위도에서 대체로 등고도선에 평행하게 불고, 그 크기는 등고도선의 조밀도에 비례한다. 관측된 바람은 크게 지균성분과 비지균성분으로 분리할 수 있는데, 고도장에서는 지균풍을, 유선을 분석하면 비지균풍을 시각적으로 짐작 할 수 있다. 풍속은 유선이 조밀한 곳에서 강하게 나타나며, 하층에서의 바람이 강한 곳에서는 하층제트와 관련한 뇌우가 발생할 수 있다. 850hPa 유선장에서 녹색으로 채색된 부분은 하층제트(>25kts) 구역이며, 남풍계열의 바람이 불 때 하층제트 중심의 북쪽에서 호우가 발생하기 쉽다.

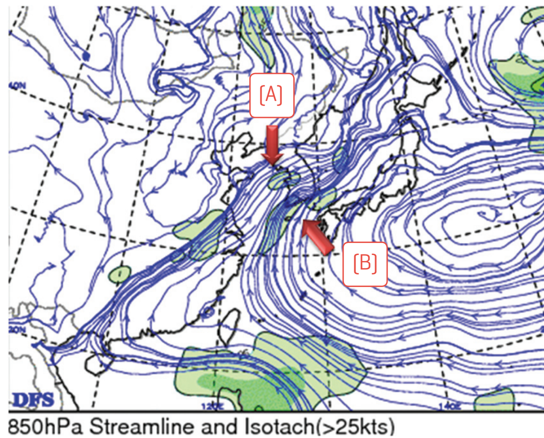
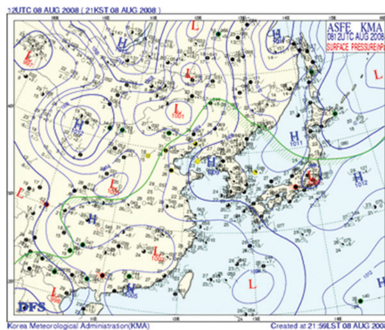


그림 2. 850hPa 유선(2011년 7월 27일 00UTC). A, B 지점의 북쪽에서 호우가 발생한 사례

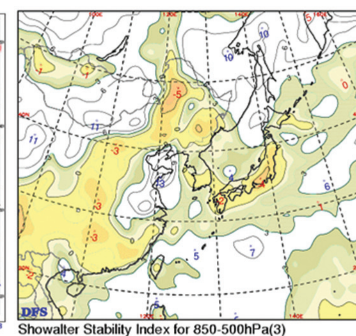
SSI 지수

SSI(Showalter, 1947)는 850hPa 공기의 온도와 500hPa 공기의 온도 차를 이용해 대류불안정을 가늠하는 지수이다. 계산방법은 850hPa면의 상승 응결고도에서 포화단열선을 따라 올라가 500hPa면과 만난점의 온도를 같은 면의 실제 온도에서 빼며, 그 값이 3 이하이면 소나기의 가능성이 있고 −6 이하이면 심한 뇌우가 발생할 수 있다. 여기서 850hPa면이 사용된 이유는 여름철에 태양 복사에 의한 지표 근처의 대류 활동이 왕성해져 혼합층의 고도가

(a) 지상일기도



(b) SSI 지수



(c) 레이더영상

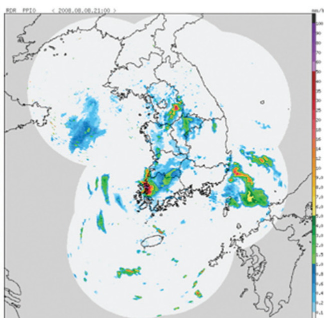


그림 3. 광주, 전남지방 뇌우(소나기) 사례(2008년 8월 8일 12UTC)

850hPa에 이를 것으로 가정했기 때문이다. 즉, 지상에서 850hPa면에 갇혀 있는 수증기를 소나기구름의 주 에너지 공급원으로 본 것이다. 한편, 500hPa면의 온도차를 안정도의 기준으로 정한 이유는 대류권 중층고도이며, 수증기량이 이 고도 이하에 대부분이 분포하여 뇌우가 발달할 수 있는 안정도를 평가하기에 적절하기 때문이다. 그림 3은 2008년 8월 8일 광주와 전남지방에 발생한 강한 소나기 사례이다. 광주는 1시간 강수량이 86.5mm으로 역대 최다 강수량을 기록하였다. 우리나라는 지상일기도 에서 보듯이 고기압권의 영향을 받는 가운데 일사에 의한 가열로 기온이 상승하여 오후부터 산발적으로 뇌우가 발생하였다, SSI는 남부지방에 0 이하의 불안정한 값을 나타냈다. 한편, 겨울철에는 계절적으로 구름들의 운저가 낮고 비구름의 키도 작으므로 925hPa면의 상승응결고도와 700hPa면의 온도차를 이용하여 계산한 자료를 생산한다. 그러나 겨울철은 기류와 기압계의 이동이 빨라 SSI 활용도는 높지 않다. SSI는 공기의 유·출입이 크지 않은 안정한 기단의 영향을 받을 때(주로 여름철 무더위 기간) 사용하기 적절한 지수이기 때문이며, 저기압에 의한 강수량 분석, 기압계가 빠르게 이동하는 경우에는 사용하기에 적절치 않다(2011년 손에 잡히는 예보기술 '불안정지수' 참고). 상층의 한기가 동반된 뇌우 진단은 CT(Cross Totals), TT(Total-Totals Index), S(S-Index), SWEAT(Severe Weather Threat Index)가 유용하며, 호우예측은 KI(K-Index), TI(Thompson Index)가 적합하다.

925hPa 기온

그림 4에는 925hpa 기온분포도로써 겨울에는 특히 925hPa의 0℃선 분석이 중요하다. 지역마다 차이가 있지만 눈이 내리기 위해선 0℃ 이상의 층(melting layer)의 두께가 600m 이하여야 한다(Weather forecasting handbook 2000, White et al. 2002, White et al. 2010). 따라서, 925hPa(기준고도 810m) 기온이 0℃보다 높다면 눈이 내릴 가능성은 희박해진다. 925hPa은 지상과 연계된 전선분석에 활용도가 높은데, 기온의 경도가 크고 바람이 급변하는 곳에서 전선을 찾아낼 수 있다. 이외에도 850hPa 기온분포도와 마찬가지로 아침 최저 기온과 낮 최고 기온 예측에도 활용한다.

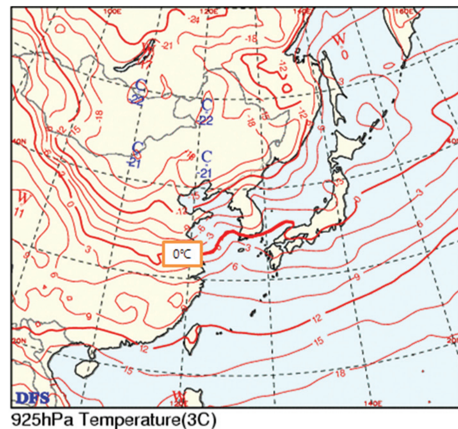
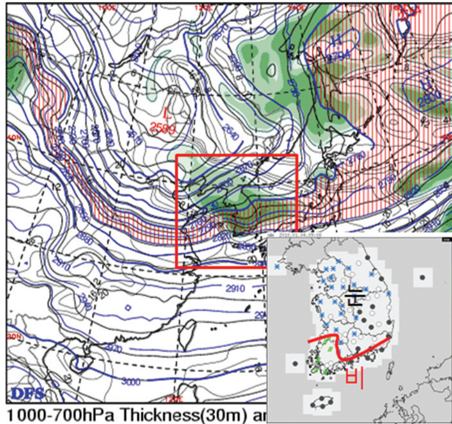


그림 4. 925hPa 기온 분포(2010년 1월 4일 00UTC)

층후와 습수

겨울철 사용하는 1000-700hPa 층후는 눈과 비를 구분하는데 사용하며, 그림 5와 같이 붉은색으로 빗금친 구역(최소 2760m, 최대 2820m)을 기준으로 남쪽은 비, 북쪽은 눈으로 판단한다. 습수(T-Td)는 해당 등압면에서 기온과 이슬점온도의 차이를 말한다. 습수 분포도에서 공기의 포화정도를 알 수 있는데, 700hPa 고도에 습윤한 대기가 있다면 강수 가능성이 높다고 판단한다. 대개 700hPa 이하 고도에서 습수가 4℃이하이거나 500hPa에서 6℃이하이면 해당 기층의 공기가 거의 포화되어 있다고 볼 수 있다. 그림 5에서 녹색으로 채색된 구역은 700hPa 고도에 기온과 이슬점온도의 차이가 4℃ 이하인 구역이다.



1000-500hPa 층후도는 여름철 호우 분석시 유용하게 사용할 수 있으나, 겨울철 눈과 비의 강수형태 판별에 우리나라와 같이 하층대기에서 주로 구름이 형성되는 대기조건에는 활용도가 높지 않다(2011년 손에 잡히는 예보기술 '층후분석' 참고).

그림 5. 층후와 습수(2010년 1월 4일 00UTC), 지상관측의 현재일기(2010년 1월 4일 00UTC)

500hPa 24시간 고도변화

500hPa 고도는 대기의 중간층으로서, 수렴과 발산이 거의 없는 비발산고도이며 대류권 중층의 장파/단파를 분석하고 trough(기압골)와 ridge(기압능)의 파악에 유용하며 중장기 예보에도 자주 활용된다. 500hPa 고도 및 온도변화는 대기 중층에서 기압계의 발달이나 쇠약과정을 파악하는 데 유용하다. 채색된 부분은 24시간 고도하강구역으로서, 중층대기의 기압계 흐름 중 trough 추적에 주로 사용한다.

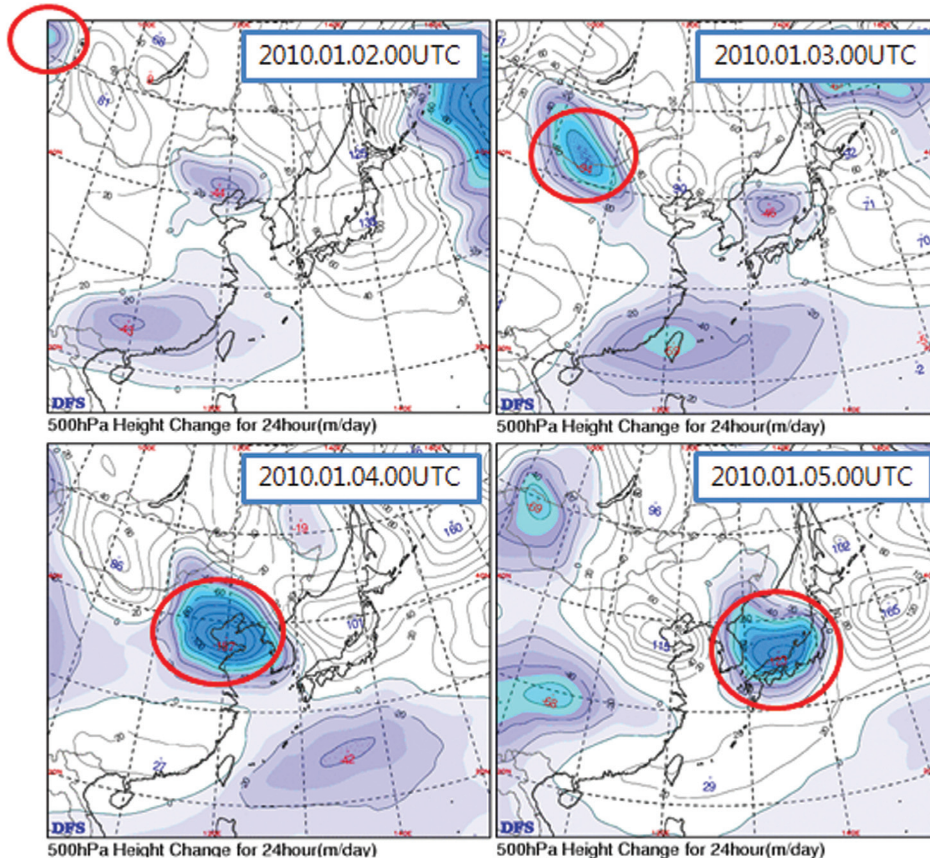
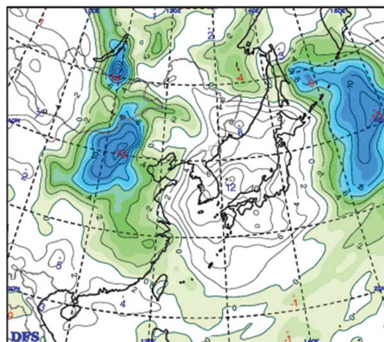


그림 6. 500hPa 24시간 고도변화(2010년 1월 2일 00UTC ~ 1월 5일 00UTC(24시간 간격))

850hPa 기온변화

850hPa 기온변화는 전선대의 발달과 쇠약, 한랭역과 온난역의 진행과정을 파악하는데 유용하다. 24시간 동안 해당기압면의 온도변화가 감소한 구역은 푸른색으로 채색되어있다. 850hPa의 기온변화의 중심은 특히, 한랭전선을 동반한 저기압의 이동방향과 일치한다. 그림 7은 2일간 24시간 850hPa 기온변화이며, 붉은색 화살표 실선은 24시간 기온 하강 중심의 이동방향 궤적을 보여준다. 기압계이동과 한랭전선 이동분석 외에 황사 이동경로 및 영향 분석에도 유용하게 사용할 수 있다.

(a) 2011년 4월 30일 00UTC



(b) 2011. 5. 1. 00UTC

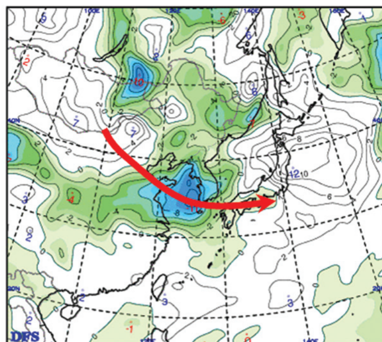


그림 7. 850hPa 24시간 기온변화 붉은색 선은 온도하강 중심역의 이동방향을 의미함

700hPa 상승속도

700hPa 상승속도는 시간당 기압변화(hPa)를 그림 8과 같이 기압이 감소(상승기류)하는 구역을 채색하여 보여준다. 2010년 9월 21일은 서울을 중심으로 중부지방에 호우가 나타난 사례인데, 700hPa의 상승류 중심이 중부지방에 위치한 것을 볼 수 있다. 중심 최대 상승구역이 시간당 44hPa로 나타났다. 44hPa의 기압변화만으로는 연직으로 급격히 발달한 뇌우와 호우구름 형성을 설명하기 어렵다. 일반적으로 연직운동의 크기 규모는 수평운동의 1/100 정도로서, 수평면에서 대기의 풍속이 어떤 지점에 25m/s 정도라면, 연직 속도는 수십 cm/s에 불과하다. 이는 뇌우를 발생시키는 상승기류가 시간당 수백 km(초당 수십~수백m)를 넘는다는 사실과 비교하면 미미한 속도이다. 그렇지만, 뇌우의 규모가 그림 8과 같이 지역모델(UM-RDAPS)의 격자간격보다 작고, 하층제트에 의해 습도가 매우 높은 공기가 수렴하면서 부력을 얻어 상승하고, 지형과 만나 또다시 상승운동이 강화되면 시간당 백 km이상의 강한 상승기류가 충분히 발생할 수 있다. 따라서, 700hPa의 연직 상승속도는 850hPa 유선, 등폭속선, 수렴도 등 다양한 보조자료들과 함께 분석하여 호우예측에 활용해야한다. 만일 700hPa의 습수구역에 상승류가 존재한다면, 강수지역으로 판단할 수 있다.

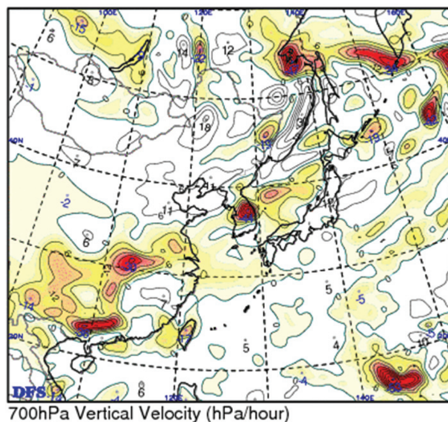


그림 8. 700hPa 상승속도(2010년 09월 21일 12UTC)

500hPa 와도

소용돌이도(와도: vorticity)는 바람의 방향과 속도의 변화에 따라 발생하는 회전 운동을 보여준다. 보통 기압골(trough)에는 반시계 방향으로 회전하는 저기압성 소용돌이도가 위치하며 기압능(ridge)에는 시계 방향으로의 회전이 우세하다. 500hPa 소용돌이도(vorticity; 10^{-5} s^{-1})는 그림 9와 같이 골과 능에서 각각 회전에 의한 양의 값과 음의 구역이 나타난다. 우리나라 상층은 강한 편서풍으로 인해 서에서 동으로 이동하는 기류가 우세하므로 고도장이나 유선에서 회전성분이 뚜렷이 드러나지 않지만, 소용돌이도장에서는 회전성분에 속도값이 크게 작용하므로 상층 기압골과 구름대를 찾는데 효과적이다. 소용돌이도 방정식을 사용하여 소용돌이도 이류를 수렴과 발산으로 표현할 수 있다. 예를 들면, PVA(Positive vorticity advection)나 NVA(Negative vorticity advection)는 보통 상층의 발산이나 수렴을 나타내기 때문에 연직운동과 고·저기압 시스템의 발달·소멸, 기압골의 이동방향을 분석하는데 사용한다. 공간 규모의 차이로 인해 집중호우 분석 등 국지일기 분석에 500hPa 소용돌이도장의 사용은 적절치 않다.

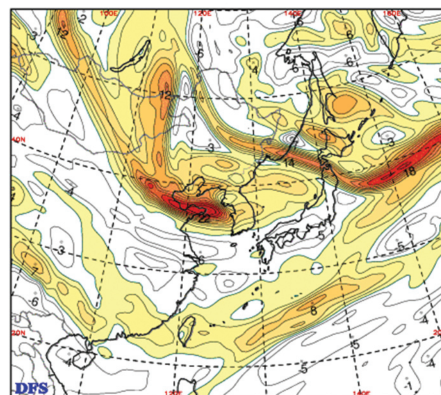


그림 9. 500hPa 소용돌이도(2010년 01월 04일 00UTC)

이외에도 850hPa 수렴과 등풍속, 300hPa 발산과 제트(등풍속)분석 등이 있다. 많은 보조일기도는 각각의 특징이 있기 때문에 계절적 특징, 시스템의 특징 등을 이해하고 분석에 사용해야 한다. 예를 들면, 겨울철은 대류권계면이 300hPa 부근이므로 상층제트기류와 발산구역 분석은 300hPa 고도장으로, 여름철은 대류권계면 고도의 상승에 따라 200hPa 고도장을 이용하는 것이 좋다. 지상부터 상층까지 잘 조직된 저기압시스템의 영향을 받는다면, 와도분석이 필요하나, 여름철 집중호우 분석에는 와도 분석보다 하층수렴, 풍속 등을 참고하는 것이 좋다. 여름철 소나기 예보에는 SSI가 적절하나 저기압 시스템에 의한 강수 예측에는 적절치 않다.

[참고문헌]

기상청 예보기술팀, 2011: 2011년 손에 잡히는 예보기술

홍성길, 1995: 기상 분석과 일기예보, 교학연구사

Capt M. R., J. P. Capt, F. H. MSgt, S. L. MSgt, G. W. TSgt, J. Mike., and C. Debbie, 1998: Meteorological Techniques. *Convective Wea*, 3, 188-192.

Galway, J. G., 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 37, 528-529.

George, J. J., 1960: Weather Forecasting for Aeronautics. *Academic Press*, 410-415.

Miller, R.C., 1967: Notes on analysis and severe storm forecast procedures of the military weather warning center. Tech. Rep. 200, U.S. Air Force Air Weather Service, Scott AFB, 170 pp.

Miller, R. C., 1972: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Rept. 200(R), Headquarters, Air Weather Service, USAF, 190 pp.

Showalter, A, K., 1947: A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 34, 250-252.

Weather forecasting handbook, 2002: Precipitation type of winter forecasting. pp144.

White. A. B., D. J. Gottas., A. F. Henkel., P. J. Neiman, F. M. Ralph., and S. I. Gutman, 2010: Developing a performance measure for snow-level forecasts. *J. Hydrometeorology*, 11, 739-753.

______, ______, E. T. Strem., F. M. Ralph, and P. J. Neiman, 2002: An automated brightband height detection algorithm for use with Doppler radar spectral moments. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19, 687-697.

4

단열선도 분석

이번 호에서는 COMIS-3의 단열선도와 LINUX-FAS의 단열선도를 설명하고, 대표적인 불안정지수인 SSI와 KI와 뇌전, 강수현상과의 상관관계를 점검해 본다.

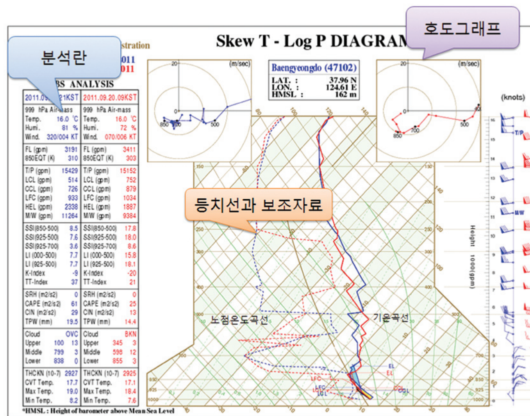


그림 1. COMIS-3 단열선도 구성

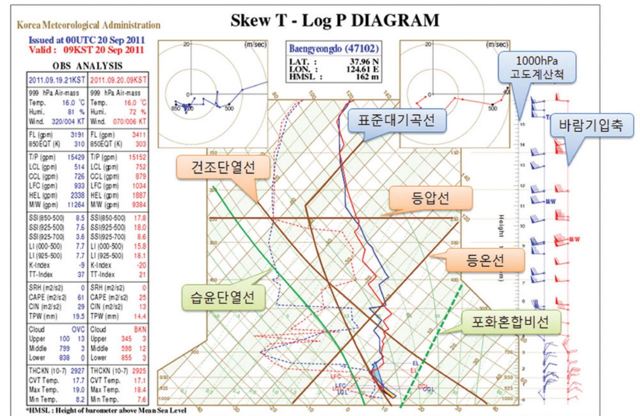


그림 2. 등치선과 보조자료

COMIS-3 단열선도 분석란

요 소	설 명
1000hPa Air-mass Temp[℃] Humi.[%] Wind[Knots]	1000hPa 또는 1000hPa이하의 최하층 기압의 공기괴 기온 습도 풍향, 풍속
FL[gpm]	빙결고도(Freezing level) - 단열선도의 등온선 0℃선이 온도상태곡선과 만나는 점의 고도
850EQT[K]	850hPa 상당온위로 850hPa의 상승응결고도에서 습윤단열선도를 따라 올라가 건조단열 평행을 이루는 고도(모든 수분은 응결, 낙하)에서 다시 850hPa 고도까지 건조단열선을 따라 다시 850hPa로 하강시켰을 때 온도임.
T/P[gpm]	권계면고도
LCL[gpm]	상승응결고도(Lifting Condensation Level) - 지상의 공기덩이를 건조단열과정에 의해 강제상승시켰을 때 포화에 이르는 고도 - 지상의 이슬점온도를 지나는 혼합비선과 온도를 지나는 건조단열선이 만나는 점의 고도

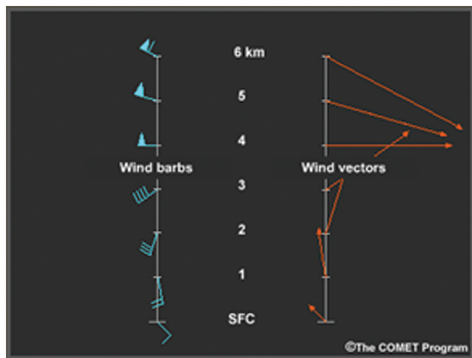
<table>
<tr><th>요 소</th><th>설 명</th></tr>
<tr><td>CCL[gpm]</td><td>대류응결고도(Convection Condensation Level)
– 지상의 공기덩이가 복사가열로 에너지를 받아 단열적으로 상승하여 포화에 이르는 고도
– 지상의 이슬점온도를 지나는 혼합비선과 온도상태곡선이 만나는 점의 고도</td></tr>
<tr><td>LFC[gpm]</td><td>자유대류고도(Level of Free Convection)
– 상승응결고도에서 습윤단열과정에 의해 계속 상승하여 처음으로 온도상태곡선과 만나는 고도
– 상승응결고도에서 습윤단열선을 따라 올라가서 처음으로 온도상태곡선과 만나는 점의 고도</td></tr>
<tr><td>HEL[gpm]</td><td>평형고도(Equilibrium Level)/Height of Equilibrium Level
– 상승응결고도나 자유대류고도에서 부력을 얻어 상승하는 공기덩이가 온도상태곡선과 같아지면서 부력을 잃기 시작하는 고도
– 대류응결고도나 자유대류고도에서 습윤단열선을 따라 계속 상승하여 처음으로 온도상태곡선과 만나는 점의 고도</td></tr>
<tr><td>FL[gpm]</td><td>빙결고도(Freezing Level)
– 단열선도의 등온선 0℃ 선이 온도상태곡선과 만나는 점의 고도</td></tr>
<tr><td>M/W[gpm]</td><td>최대풍(Maximum Wind)이 나타난 고도</td></tr>
<tr><td>SSI[850-500]</td><td>쇼월터지수(Showalter Stability Index):
– 850hPa면에서의 LCL으로부터 습윤단열선을 따라 올라가 500hPa면과 만나는 점의 온도(T_L)를 500hPa면의 실제 기온(T_{500})에서 뺀 값
$$SSI = (T_{500} - T_L)$$
1〈 SSI ≤ 3 : 소나기와 약간의 뇌우 가능성
–3〈 SSI ≤ 1 : 뇌우 가능성 급증
–5〈 SSI ≤–3 : 심한 뇌우 가능성
SSI ≤–5 : 토네이도 발생 가능성
※ SSI는 850~500hPa에서 전선면이 존재하거나 역전층이 존재시 유용하지 못함</td></tr>
<tr><td>SSI[925-500]</td><td>925hPa면에서의 LCL으로부터 습윤단열선을 따라 올라가 500hPa면과 만나는 점의 온도를 500hPa면의 실제 기온에서 뺀 값</td></tr>
<tr><td>SSI[925-700]</td><td>925hPa면에서의 LCL으로부터 습윤단열선을 따라 올라가 700hPa면과 만나는 점의 온도를 700hPa면의 실제 기온에서 뺀 값</td></tr>
<tr><td>LI[000-500]</td><td>상승지수(Lifted Index)
– 500hPa에서의 온도(T_{500})와 지표 공기괴를 단열적으로 500hPa까지 상승시켰을때 단열상승된 공기괴의 온도(T_L)의 차
$$LI = T_{500} - T_L$$
– SSI의 하층의 전선면이나 역전층이 있을 때 보완하기 위해 만들었음
<table><tr><th>뇌전발생가능성</th><th>약 함</th><th>보 통</th><th>강 함</th><th>토네이도</th></tr><tr><td>지수</td><td>0 ~ – 2</td><td>– 3 ~ – 5</td><td>〈 – 5</td><td>〈 –6</td></tr></table></td></tr>
<tr><td>LI[925-500]</td><td>925hPa의 공기괴를 단열적으로 500hPa 까지 상승시켰을 때 500hPa에서의 온도와 단열상승된 공기괴의 온도의 차</td></tr>
</table>

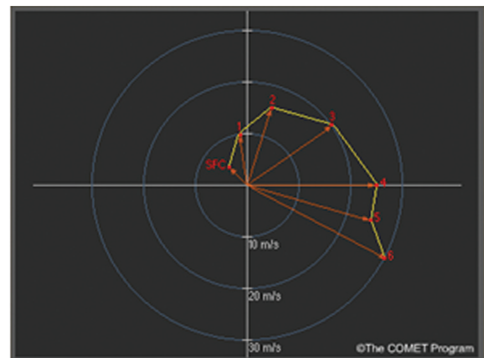
<table>
<tr><th>요 소</th><th>설 명</th></tr>
<tr><td>K-Index</td><td>중층이하의 불안정 요소를 진단하는 불안정지수
– 850hPa 기온(T_{850})과 500hPa 기온(T_{500})차에 850hPa 노점온도(T_{d850}), 700hPa 노점온도(T_{d700})와 700hPa 온도(T_{700})차이의 합
$$KI = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} + (T_{d700} - T_{700})$$
KI 〉25 : 뇌우발생가능성 40~ 60%
KI 〉30 : 60 ~ 80%
KI 〉35 : 80 ~ 90%
KI 〉40 : 거의 100%</td></tr>
<tr><td>TT-Index</td><td>TT(Total-Totals) Index
– 연직 total과 교차 total의 합으로 850hPa 기온(T_{850})과 500hPa 기온(T_{500})차이와 850hPa 노점온도(T_{d850})와 500hPa 기온(T_{500})차이의 합
$$TTI = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{500})$$
TT ≥ 50 : 강한 뇌우 가능성이 조금 있음
TT ≥ 52 : 다세포 뇌우 발생 가능성 있음
TT ≥ 56 이상 : 뇌우 발생 가능성이 많음</td></tr>
<tr><td>SRH[m^2/s^2]</td><td>폭풍지수(Storm Relative Helicity)
– 호도그래프에서 지상에서~3km까지 둘러쌓은 면적으로 연직쉬어와 풍향시어의 정도를 나타냄
– 바람이 순전하면 양의 값, 바람이 역전하면 음의 값으로 표시한다.
<table>
<tr><th>SRH</th><th>의 미</th></tr>
<tr><td>150 이하</td><td>Supercell Storm 발생 가능</td></tr>
<tr><td>150 ~ 299</td><td>약한 토네이도를 가진 Supercell Storm 발생 가능</td></tr>
<tr><td>300 ~ 499</td><td>강한 토네이도를 가진 Supercell Storm 발생 가능</td></tr>
<tr><td>450 이상</td><td>매우 강력한 토네이도를 가진 Supercell Storm 발생 가능</td></tr>
</table></td></tr>
<tr><td>CAPE[m^2/s^2]</td><td>대류가용잠재에너지(Convective Available Potential Energy)
– 자유대류고도(LFC)에서 평형고도(EL)까지 포화단열선과 환경온도곡선이 이루는 면적을 적분한 값
– 부력에너지라고도 불리며, 상승운동의 가능성을 나타냄.
1) 300–1000 J/kg : 약한 대류
2) 1000–2500 J/kg : 중간 대류
3) 2500–5300 J/kg : 강한 대류
$$CAPE(J/kg) = R_d \int_{E}^{LFC} (T_v' - T_v)\, d \ln p$$
※ CAPE가 증가할수록(특히, 2500J/kg 이상) 우박 가능성도 증가함. 우박이 클수록 CAPE 값도 높다. 그러나 헬리시티가 클 때 CAPE의 값이 적은 상태에서도 강한 Storm 형성될 수 있음.</td></tr>
<tr><td>CIN[m^2/s^2]</td><td>대류억제도(Convective Inhibition)
– 지표면에서 자유대류고도(LFC)까지 지면의 공기가 단열상승한 온도곡선과 환경온도 곡선이 이루는 면적을 적분한 값</td></tr>
<tr><td>TPW[mm]</td><td>총가강수량(Precipitable Water)
$$PW = \frac{1}{g}\int_{p_0}^{p_1} q\,dp$$ (q : 혼합비(g/kg))
– 차원 : kgm^{-2} → mm, 가강수량이 25mm 이상일 경우 소나기 또는 뇌우 가능성</td></tr>
</table>

요 소	설 명
Cloud	하늘상태(SKC: clear, SCT: partly cloudy, BKN: mostly cloudy, HBKN: high cloudy, OVC: cloudy)
Upper	상층운의 고도와 습수(T-Td) – 450hPa 이상에서 기온과 노점온도차이가 가장 작은 곳의 고도와 습수
Middle	중층운의 고도와 습수 – 450 ~ 800hPa 미만 사이에서 기온과 노점온도차이가 가장 적은 곳의 고도와 습수
Lower	하층운의 고도와 습수 – 800~970hPa 사이에서 기온과 노점온도차이가 가장 적은 곳의 고도와 습수
THCKN(10-7)	1000hPa과 700hPa사이의 층후(Thickness) – 두 등압면의 지오포텐셜고도의 차 ($\bar{Tv}$: 가온도, g : 중력, R_d 건조공기의 기체상수) $h = \frac{R_d}{g}\bar{T}_v \ln\frac{P_1}{P_2}$
CVT Temp (℃)	대류온도(Convective Temperature) – 일사에 의해 지표부근의 공기가 상승하여 대류운을 형성하기 시작할 때의 지상온도 – 대류응결고도에서 건조단열선을 따라 지상까지 내려왔을 때의 온도
Max Temp (℃)	최고온도 850hPa 기온에서 건조단열선을 따라 지상까지 내려왔을 때의 온도
Min Temp (℃)	최저온도 850hPa 기온에서 포화혼합비선을 따라 지상까지 내려왔을 때의 온도

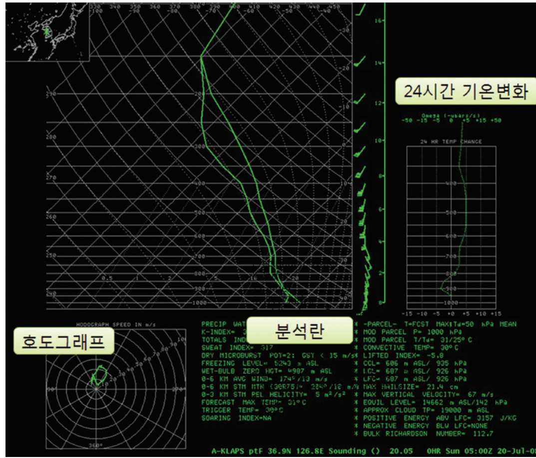
호도그래프

연직으로 관측된 바람벡터를 한 정점에 모아서 표시한 후 대기하층점에서 상층점으로 벡터의 끝을 연결하여 얻은 곡선(궤적), 연직 wind shear 파악하기 위한 것으로 고도에 따른 수평 바람의 속도 차를 묘사한 것으로, 두 층의 수평바람의 벡터 차이다.





Linux-FAS 단열선도 분석란



Precipitable Water
K-Index
TT Index
SWEAT Index
Dry Microburst Potential
Freezing Level
Wet-Bulb zero Height
0~6km Avg Wind
0~3km Storm Motion
0~3km Storm Relative Helicity (SRH)
Forecast Maximum Temperature
Trigger Temperature
Soaring Index

1000hPa Air Parcel T/Td
Convective Temperature
Lifted Index (LI)
Maximum Hail size
Maximum Vertical Velocity
Equilibrium Level (EL)
Approximate Cloud Top
Positive Energy Above LFC (CAPE)
Negative Energy below LFC
Bulk Richardson Number

그림 3. 리눅스FAS의 단열선도 표출 예

요 소	설 명
SWEAT Index	– Severe Weather Threat Index: 미공군이 위험기상을 진단하기 위해 개발한 지수. 하층(850hPa)의 습윤역, 대류 불안정(TT), 하층 제트축의 최대풍속(850, 500hPa Wind Speed) 그리고 난기 이류(850–500hPa 사이의 바람의 순전, veering)를 가지고 계산함. – 일반적인 대류와 강한 대류를 구분하기 위해 개발되었으며 산맥 동쪽의 평야지대에서 더욱 잘 적용됨 SI / 의 미 300 이하 / 뇌우발생 가능성 없음 300 ~ 400 / 강한 뇌우 발달 400 ~ 500 / 강한 뇌우 및 토네이도 발달
Dry Microburst Potential Index	– 중층 및 상층대기의 안정도를 나타내는 경험 지수 DMP / 의 미 1 / gust 〈 30kt : 하층이 습윤 2 / gust 〈 30kt : 상층이 안정 3 / gust 30 ~ 40kt 4 / gust 〉 40kt
Wet-bulb Zero Height	– 어느 지역에서 대기의 습구온도가 0℃가 되는 최저고도. 해수면 위 2~3km사이의 습구온도의 고도는 강한 대류를 일어나도록 자극받은 공기괴에서 스톰이 발달할 때 지표에서 나타나는 거대 우박과 상관이 높음. – 고도가 높을수록 중층과 상층이 안정하다는 것을 의미함. 낮은 고도는 하층이 거대 우박 생성을 위해서는 너무 차고 안정하다는 것을 의미함.
0~6km Avg Wind	– 지표에서 6km까지의 wind vector의 평균값
0~3km Storm Motion	– 오른쪽으로 전향하는 Supercell의 wind vector를 나타냄. Storm relative helicity를 계산하기 위해서 사용된다.

SI	의 미
300 이하	뇌우발생 가능성 없음
300 ~ 400	강한 뇌우 발달
400 ~ 500	강한 뇌우 및 토네이도 발달

DMP	의 미
1	gust 〈 30kt : 하층이 습윤
2	gust 〈 30kt : 상층이 안정
3	gust 30 ~ 40kt
4	gust 〉 40kt

<table>
<tr><th>요 소</th><th>설 명</th></tr>
<tr><td>Forecast Maximum Temperature</td><td>– 지표에서의 최대온도를 예측. 12Z 사운딩만을 대상으로 계산하며, 사운딩 프로파일과 복사 가열/냉각, 위치, 연중 시기 등을 고려한 기후 모델을 이용하여 계산함. 이 모델에서 계산된 최대온도는 복사 가열/냉각만 고려하므로, 아래와 같은 조건에서는 예측 결과가 나쁠 수 있음
1. 열 저장소의 부족으로 (큰 수괴 위/근처에서)
2. 적은 증발 때문에 (젖은 토양 위에서)
3. 복사 가열이 일어나는 동안 다른 기단이 그 지역으로 이류해 오는 경우(예. 12Z와 정오 사이에)
4. 태양 가열(열역학적으로)에 의해서가 아니라 산악파 때문에(역학적으로) 역전층이 없어진 경우</td></tr>
<tr><td>Trigger Temperature</td><td>– 열적 대류가 시작되는 온도
– 오전에 관측한 단열선도자료에서 4000feet(1200m, 약 850hPa)에서 지상까지 건조단열적으로 내려왔을 때의 기온</td></tr>
<tr><td>Soaring Index</td><td>– 최대 대류 속도(feet/min), 최고기온이 나타나는 시점의 최대 상승 비율.
– 열적 최고 고도(maximum altitude of thermals)와 4000feet(1200m, 약850hPa)부터의 기온감율에 근거한 경험식으로 계산</td></tr>
<tr><td>Maximum Hail size</td><td>– 순수한 공기가 최대연직속도로 상승이 일어날 때 나타나는 최대 우박직경 BAMS, Vol. 62, No. 11, November 1981에 있는 공식에 기초하여 계산</td></tr>
<tr><td>Maximum Vertical Velocity</td><td>– 공기괴가 단열 상승할 때 나타날 수 있는 최대 연직속도</td></tr>
<tr><td>Approximate Cloud Top</td><td>– EL 위에서 부력을 상실한 공기괴의 연직속도가 0이 되는 고도
이 고도를 Cloud Top의 고도라고 가정</td></tr>
<tr><td>Bulk Richardson Number</td><td>– 대류를 나타내는 부력과 Wind Shear와의 비를 나타내는 무차원 수
– 대류정도는 CAPE로 나타낼 수 있으며, Wind Shear는 3km까지의 합으로 호도그래프에서 구할 수 있음
<table>
<tr><th>Ri</th><th>의 미</th></tr>
<tr><td>10 이하</td><td>위험기상 발생 가능성 낮음</td></tr>
<tr><td>15 ~ 35</td><td>단일 Supercell 스톰 발생 가능</td></tr>
<tr><td>50 이상</td><td>다중 스톰 발생가능</td></tr>
</table></td></tr>
</table>

※ SRH, CAPE, CIN, KI, TT, PTW, CVT temp, FL은 COMIS-3 단열선도 기상요소 참고

단열선도 분석해보기

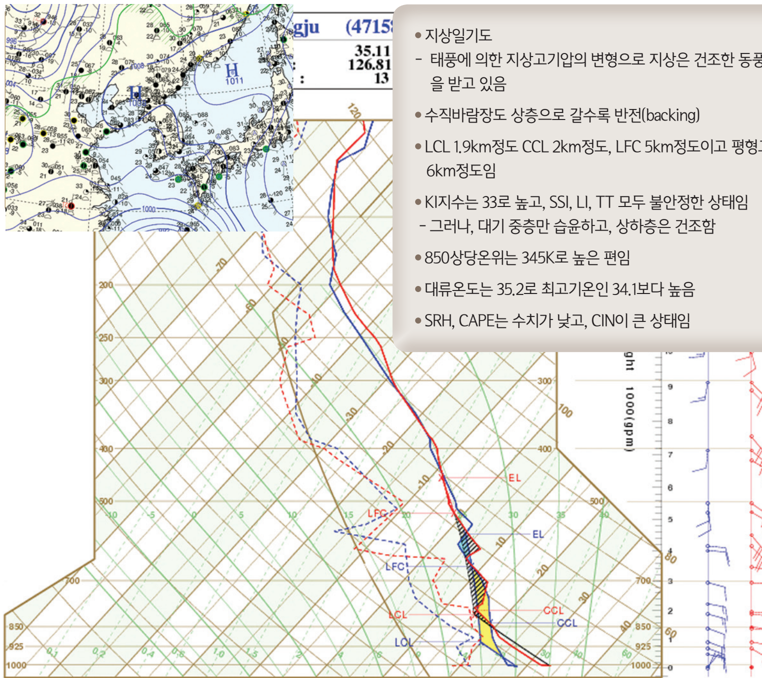
[사례 1] 2011년 8월 5일 15UTC 광주 단열선도(뇌전과 강수 무)

Issued at 06UTC 05 Aug 2011
Valid : 15KST 05 Aug 2011

OBS ANALYSIS

	2011.08.05.09KST	2011.08.05.15KST
	1000 hPa Air-mass	1000 hPa Air-mass
Temp.	27.2 ℃	32.2 ℃
Humi.	69 %	52 %
Wind.	040/004 KT	000/000 KT
FL (gpm)	5125	4972
850EQT (K)	337	345
T/P (gpm)	15098	15152
LCL (gpm)	915	1867
CCL (gpm)	1591	2018
LFC (gpm)	3470	5195
HEL (gpm)	4540	6291
M/W (gpm)	-----	-----
SSI(850-500)	3.3	-0.9
SSI(925-500)	2.8	-1.7
SSI(925-700)	3.5	1.4
LI (000-500)	1.7	-2.0
LI (925-500)	2.8	-1.8
K-Index	25	33
TT-Index	39	45
SRH (m2/s2)	31	17
CAPE (m2/s2)	31	6
CIN (m2/s2)	155	176
TPW (mm)	45.4	52.5
Cloud	BKN	OVC
Upper	200 4	227 7
Middle	799 9	785 1
Lower	891 3	800 1
THCKN (10-7)	3030	3053
CVT Temp.	34.7	35.2
Max Temp.	33.8	34.1
Min Temp.	22.2	22.6

*HMSL : Height of barometer above Mean Sea Level



- 지상일기도
  - 태풍에 의한 지상고기압의 변형으로 지상은 건조한 동풍의 영향을 받고 있음
- 수직바람장도 상층으로 갈수록 반전(backing)
- LCL 1.9km정도 CCL 2km정도, LFC 5km정도이고 평형고도는 6km정도임
- KI지수는 33로 높고, SSI, LI, TT 모두 불안정한 상태임
  - 그러나, 대기 중층만 습윤하고, 상하층은 건조함
- 850상당온위는 345K로 높은 편임
- 대류온도는 35.2로 최고기온인 34.1보다 높음
- SRH, CAPE는 수치가 낮고, CIN이 큰 상태임

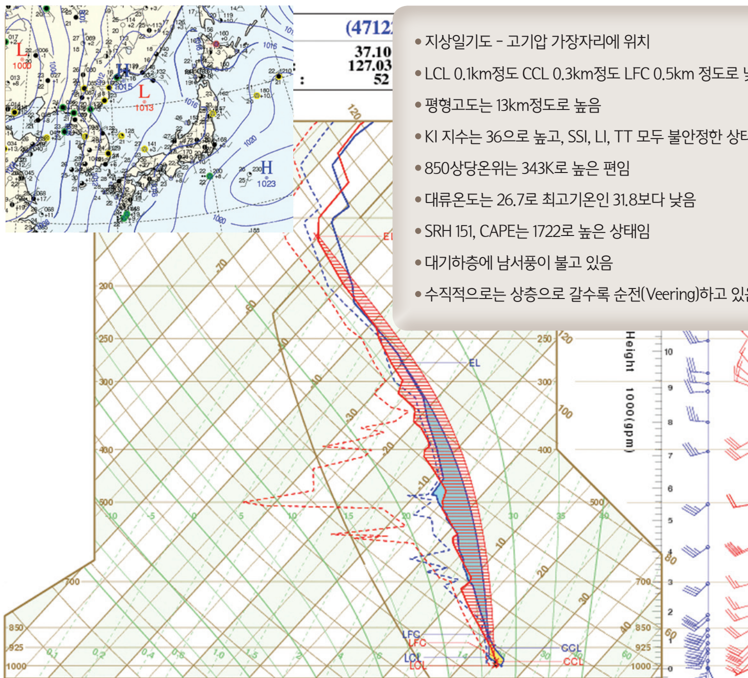
[사례 2] 2011년 7월27일 15UTC 광주 단열선도(뇌전과 강수 유)

Issued at 00UTC 27 Jul 2011
Valid : 09KST 27 Jul 2011

OBS ANALYSIS

	2011.07.27.03KST	2011.07.27.09KST
	989 hPa Air-mass	989 hPa Air-mass
Temp.	26.2 ℃	25.8 ℃
Humi.	87 %	92 %
Wind.	155/006 KT	245/004 KT
FL (gpm)	4767	4774
850EQT (K)	348	343
T/P (gpm)	15045	15372
LCL (gpm)	401	136
CCL (gpm)	752	263
LFC (gpm)	1210	453
HEL (gpm)	9687	13130
M/W (gpm)	-----	-----
SSI(850-500)	-3.5	-0.8
SSI(925-500)	-4.3	-2.9
SSI(925-700)	-1.8	-1.1
LI (000-500)	-4.5	-3.4
LI (925-500)	-4.4	-3.0
K-Index	40	36
TT-Index	48	44
SRH (m2/s2)	368	151
CAPE (m2/s2)	663	1722
CIN (m2/s2)	33	3
TPW (mm)	64.9	55.9
Cloud	OVC	OVC
Upper	449 1	340 1
Middle	484 1	721 1
Lower	829 0	969 1
THCKN (10-7)	3046	3034
CVT Temp.	29.3	26.7
Max Temp.	32.6	31.8
Min Temp.	21.3	20.5

*HMSL : Height of barometer above Mean Sea Level



- 지상일기도 – 고기압 가장자리에 위치
- LCL 0.1km정도 CCL 0.3km정도 LFC 0.5km 정도로 낮음
- 평형고도는 13km정도로 높음
- KI 지수는 36으로 높고, SSI, LI, TT 모두 불안정한 상태임
- 850상당온위는 343K로 높은 편임
- 대류온도는 26.7로 최고기온인 31.8보다 낮음
- SRH 151, CAPE는 1722로 높은 상태임
- 대기하층에 남서풍이 불고 있음
- 수직적으로는 상층으로 갈수록 순전(Veering)하고 있음

SSI, KI 지수 활용 검증

대표적인 불안정지수인 SSI와 KI는 미국에서 개발된 것으로 주로 평야지대인 미국 중부지방에 맞추어 만들어졌다. 여기서는 미국의 SSI와 KI가 우리나라의 뇌우나 소낙성 강수현상에 어느 정도 부합하는지 검토하고자 한다.

자료와 방법

백령도, 오산, 광주, 흑산도, 고산, 포항, 속초 등 7개 고층관측지점의 '01~'11년 여름철의 00, (06), 12, (18) UTC에 해당하는 SSI와 KI를 구하고, 관측시간 전후 3시간내(총 6시간)의 뇌전현상과 강수현상유무, 강수량과의 관계를 조사하였다. 지상관측의 경우 각 관측소의 지상관측자료를 이용하였으며 오산은 수원기상대의 자료를, 광주(공군)고층자료는 광주기상청 자료를 사용하였다. 참고로 흑산도 고층관측은 '03년 5월 7일부터 관측을 시작하였다.

조사결과

여름철(6, 7, 8월)동안의 SSI와 뇌전, 강수현상의 발생확률을 보면 그림 4처럼 지수가 증가할수록 뇌전현상이 증가하기는 하나, 발생확률은 SSI가 −5~−3 사이인 경우에도 약 20%내외의 발생확률을 보였다. 여기서 발생확률은 각 SSI의 구간별 사례 수 대비 뇌전현상 또는 강수현상의 발생수를 의미한다. 강수현상은 뇌전현상에 비해 상대적으로 높은 발생확률로 지수가 감소할수록 현상발생확률이 증가하였다. 단, −5 이하의 경우는 발생사례가 적어 발생확률의 편차가 크기 때문에 더 많은 표본의 조사가 필요하다.

SSI 지점	−5이하	−5~−3	−3~1	1~3
속초	4	34	537	461
백령도	4	26	395	427
포항	1	27	596	578
광주	3	69	1219	859
오산	6	61	1079	966
흑산도	0	19	499	374
고산	3	33	674	593

표 1. SSI 구간별 일수('01년~'11년 여름철, 단 흑산도는 '03년~ '11년 여름철). 내륙에 위치한 광주, 오산의 발생일수가 다른 지점에 비해 2배정도 많다.

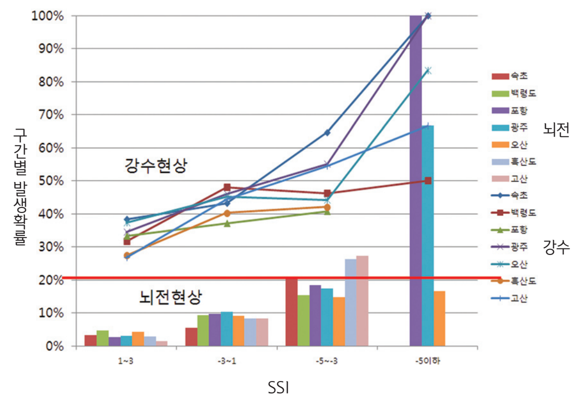


그림 4. SSI 구간별 뇌전, 강수현상 발생 확률 분포

KI 지점	41이상	36~40	31~35	26~30
속초	9	218	474	505
백령도	9	159	370	446
포항	11	221	568	498
광주	52	547	880	717
오산	37	458	848	824
흑산도	20	245	376	305
고산	18	347	510	402

표 2. KI 구간별 일수('01년~'11년 여름철, 단 흑산도는 '03년~'11년 여름철).

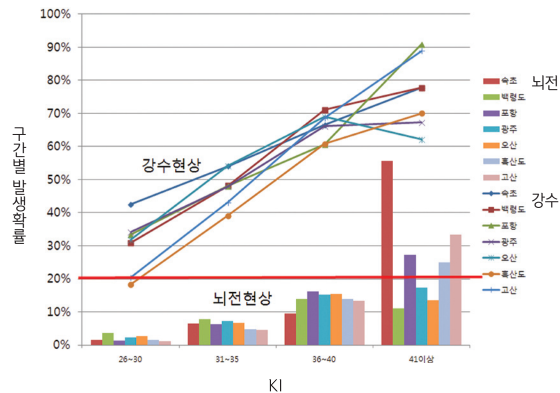


그림 5. KI 구간별 뇌전, 강수현상 발생 확률 분포

KI의 경우 뇌전현상은 SSI 비해 발생확률이 낮은 편이나 지수가 증가할수록 발생확률은 증가한다. 하지만, KI 36~40의 경우 뇌전현상은 15%내외로 발생하였고, 강수현상은 70~80% 발생확률을 보였다. 뇌전현상이 있는 경우 대부분 강수현상을 동반하였다.

장마의 영향을 제외시키고 기단성 뇌우 특성을 알아보기 위해 8월 자료만 추출하여 자료처리를 해보았으나, 그림 6처럼 뇌전과 강수현상 발생 확률은 큰 차이가 없었다. 또한, 뇌전강도(지상관측 기사란의 0, 1, 2)와 지수와는 상관관계가 거의 없었다.

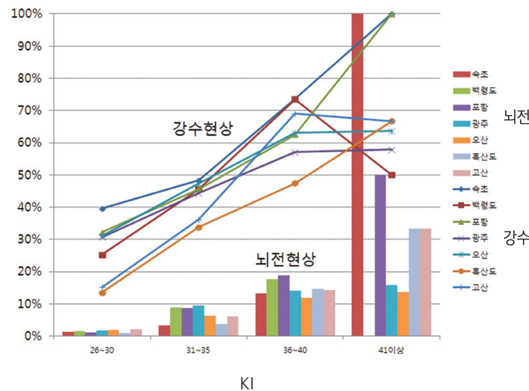


그림 5. '01~'11년 8월의 KI 구간별 뇌전, 강수현상 발생확률 분포

KI의 경우 하층의 습윤 정도를 반영하기 때문에 지수가 커질수록 호우의 발생가능성도 높아진다. 그림 7과 8는 광주의 KI지수와 강수량과의 관례를 보여준다. KI가 증가할수록 시간당 30mm이상, 그리고 6시간 누적강수량 70mm가 넘은 사례가 나타나는 것을 볼 수 있다. 참고로, 호우개념모델의 하층제트 전면의 층후 분류형은 KI 30이상인 구역을, 태풍전면수렴형인 경우 KI 35이상인 경우를 호우영역으로 간주한다.

이상의 결과를 정리하면, SSI와 KI는 강수유무의 판단에는 큰 도움을 주지만, 뇌전에 대해서는 유용성이 적었다.

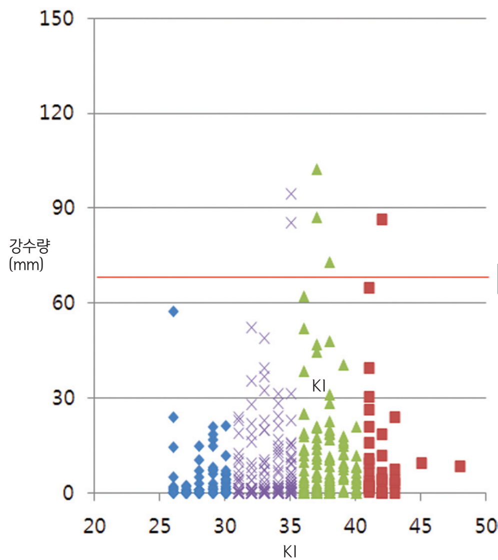


그림 7. 광주의 KI지수별 관측시간 전후 3시간내 6시간 누적강수량 분포

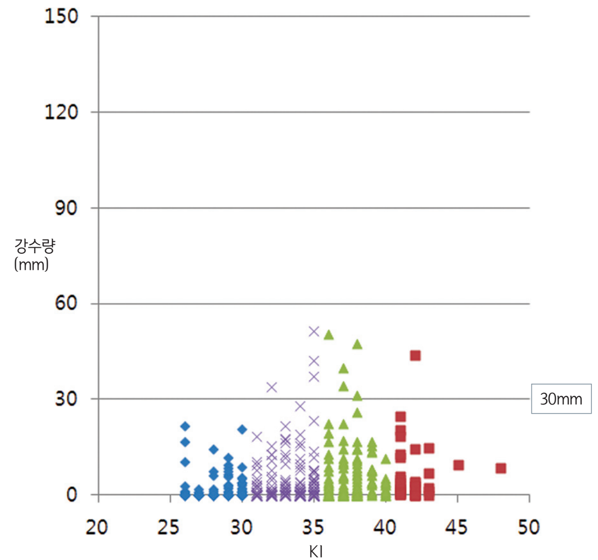


그림 8. 광주의 KI지수별 관측시간 전후 3시간내(6시간)의 1시간 최다강수량 분포

향후 SSI, KI에 이어 TTI와 뇌전, 강수현상과의 상관성을 살펴보고, COMIS-3 단열선도 분석란의 SSI(850-500), SSI(925-500), SSI(925-700)의 활용방안도 검토해 보고자 한다.

[참고문헌]

기상청, 2005: 리눅스 FAS 사용설명서

기상청, 2011: 종합기상정보시스템-3 단열선도 도움말

기상청, 2011, 2010년도 낙뢰연보.

미공군, 1990: AWS/TR-79/006

손태성, 허철운, 이재용 등, 2003: 불안정지수를 이용한 악기상 예보. *한국기상학회 2003년도 가을 학술발표회, 276-277.*

예보기술팀, 2010: 예보관 핸드북 시리즈-2, 한눈에 보는 호우개념모델

홍성길, 1995: 기상 분석과 일기예보, 교학연구사, 211-214

Daniel A Brothers, 2008: Forecasting summertime convection in western north dakota using raob. 2008 24th conference on severe local storms, Session 6.

5

주요 기상현상별 단열선도 분석 및 활용

단열선도(Skew T-log P diagram)는 현재 대기의 연직기온 및 바람분포를 가장 잘 표현해 주는 열역학선도로, 한 장의 그림에 층별 기온구조, 수증기량, 불안정도 등 많은 정보를 제공한다. 단열선도를 이용하면, 현재의 대기를 3차원 구조로 진단 할 수 있으며, 수치모델 예측자료와의 비교를 통해 예측 오차를 찾아 낼 수 있고, 가까운 미래에 발생할 날씨 예측에도 유용하다. 이 외에도 사례 분석 및 기상연구에도 활용성 높은 자료이다. 이번 호에서는 기 발간한 단열선도 사용 설명서를 바탕으로 주요 기상현상별 분석 및 활용 방법에 대하여 제시한다.

■ 온난형 대기구조에서 하층제트에 의한 호우 분석

1. 2014년 8월 18일 광주 호우사례

그림 1 (a)의 레이더영상에서 18일 새벽 3시에 서해안 지역에 발달한 에코가 보이며, (b) 850hPa 유선과 하층제트 분석장에서 최대풍속의 중심부근에 호우구역(붉은색 점선)이 (a)의 호우구역과 일치한다. 하층제트의 발생원인은 서해상에 위치한 중규모 저기압이 한반도로 접근함에 따라 기압경도력이 강화되었기 때문이다.

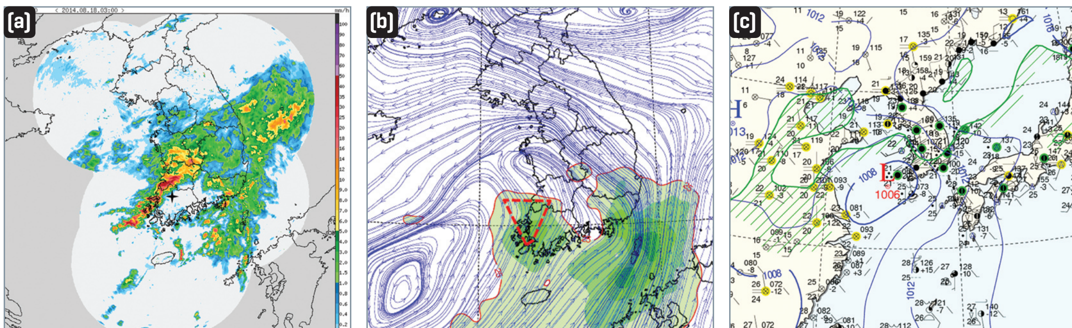


그림 1. 2014년 8월 18일 03시(KST)의 (a)레이더영상(별표 : 광주 관측지점), (b)850hPa 유선과 하층제트, (c)지상일기도

그림 2는 그림 1과 같은 시각에 광주에서 관측된 단열선도 분석장으로 호우가 발생되기 직전의 대기구조를 보여준다. 왼쪽 분석란을 살펴보면, 열역학적 불안정도를 진단할 수 있는 CAPE(Convective Available Potential Energy) 값이 없는 것을 알 수 있다. CAPE 값은 자유대류고도(LFC: Level of Free Convection)부터 평형고도(EL: Equilibrium Level)까지 양의부력 면적을 적분한 값으로서 연직운동을 활발하게 만들 수 있는 잉여에너지를 의미한다. 그림 2의 단열선도에서 LFC고도부터 상승하는 공기는 포화된 상태이므로 습윤기온감률 곡선을 따라 상승하나, 실제 기온에 비해 상승온도가 낮으므로 LFC고도 이상으로 상승할 수 없는 조건이다. 그렇지만, TPW(Total Precipitable Water, 대기층 내의 가강수량)값은 65.3으로 호우를 발생시킬

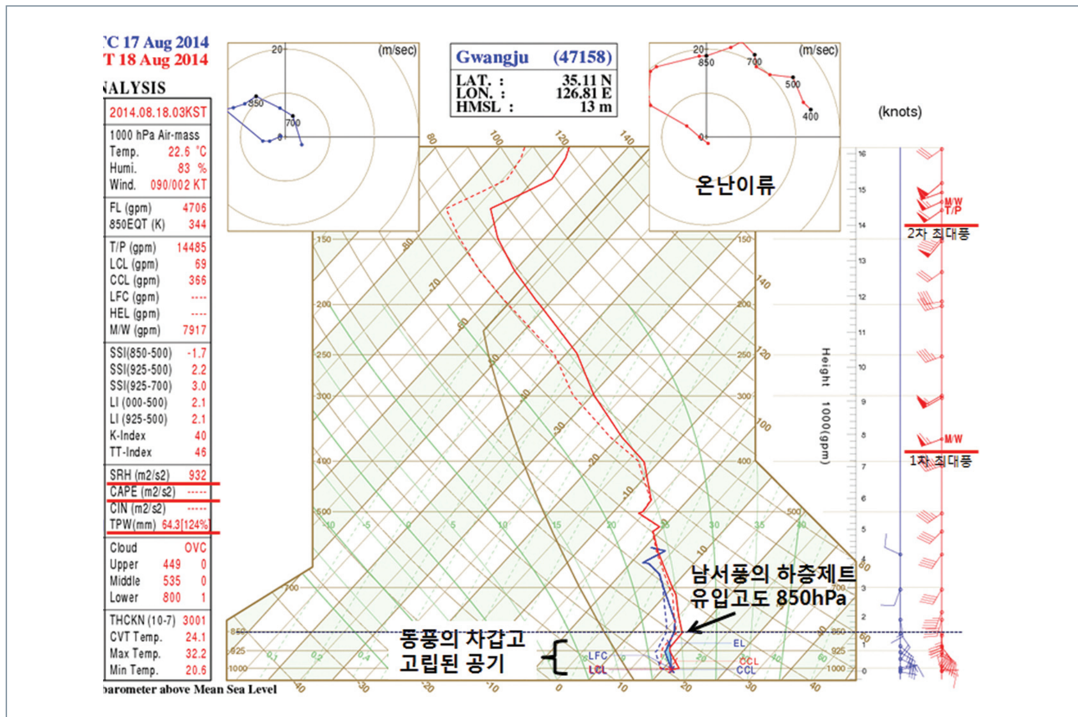


그림 2. 2014년 8월 18일 03시(KST)에 관측된 고층자료의 단열선도(광주) 분석장으로 온난전선형 호우구조로 지상은 동풍, 850hPa 부근 이상의 고도에는 남서풍의 하층제트가 위치하고 있음

수 있는 임계값 수준인 50이상을 넘어선 높은 값을 보인다. 기온과 노점온도의 분포를 보면, 지상부터 대류권계면 고도가 위치한 150hPa 부근까지 기온과 노점 온도의 차이가 5℃이하로서, 습윤한 대기 상태를 보여주고 있다.

우측상단의 호도그래프를 살펴보면, 지상부터 상층까지의 바람이 시계방향으로 회전하는 순전(veering)의 모습이 보인다. 즉, 대기 전 층에서 온난이류가 나타나고 있음을 알 수 있다.

호우발생의 역학적인 구조는 850hPa 부근을 기준으로 위와 아래고도의 기온과 바람 분포에서 찾을 수 있다. 850hPa 아래 고도에서는 동풍의 바람이 불고 있으며, 지상부터 850hPa 고도까지 기온차이가 크지 않다. 925~850hPa 구간에는 역전층까지 보인다. 반면, 850hPa 이상의 고도에서는 남서풍과 함께 하층제트(25kts 이상의 풍속)가 보인다. 이 남서풍은 150hPa 고도까지 불며, 이 구간 내에 습윤기온감율 곡선과 비슷한 기온감률 분포를 보인다. 포화된 상태에서 850hPa 이상의 대기는 불안정한 상태라고 할 수 있다. 고도에 따른 바람분포(우측 바람 기입란)를 보면, 2개의 최대풍 고도를 찾을 수 있다. 8km 부근에 위치한 1차 최대풍 고도와 대류권계면 부근인 15km에 위치한 2차 최대풍 고도가 발견된다.

그림 3은 하층제트에 의한 호우발생의 모식도이다. 남에서 북으로 이동하는 하층제트는 습윤하고 따뜻한 공기를 가지고 북으로 이동하므로 주변의 공기 무게에 비해 가볍다. 따라서 지상부근의 공기와 잘 섞이지 않으므로 온난전선과 같은 연직전선면(vertical front slop)이 형성된다. 대류권계면 부근의 상층 제트가 위치한 곳에 다다르면, 수평운동 성분이 연직운동 성분으로 전환되면서 강한 대류와 함께 호우가 발생한다. 이 때 연직운동이 강화되면서 수평운동 성분이 약해지므로 대류권 중·상층 고도에서 풍속이 약화되는 현상이 나타난다. 호우가 발생하는 지역의 연직 바람 분포는 그림 3의 왼쪽과 같이 중층고도에서 1차 최대풍과 대류권계면 고도에 2차 최대풍(상층제트)이 관측된다.

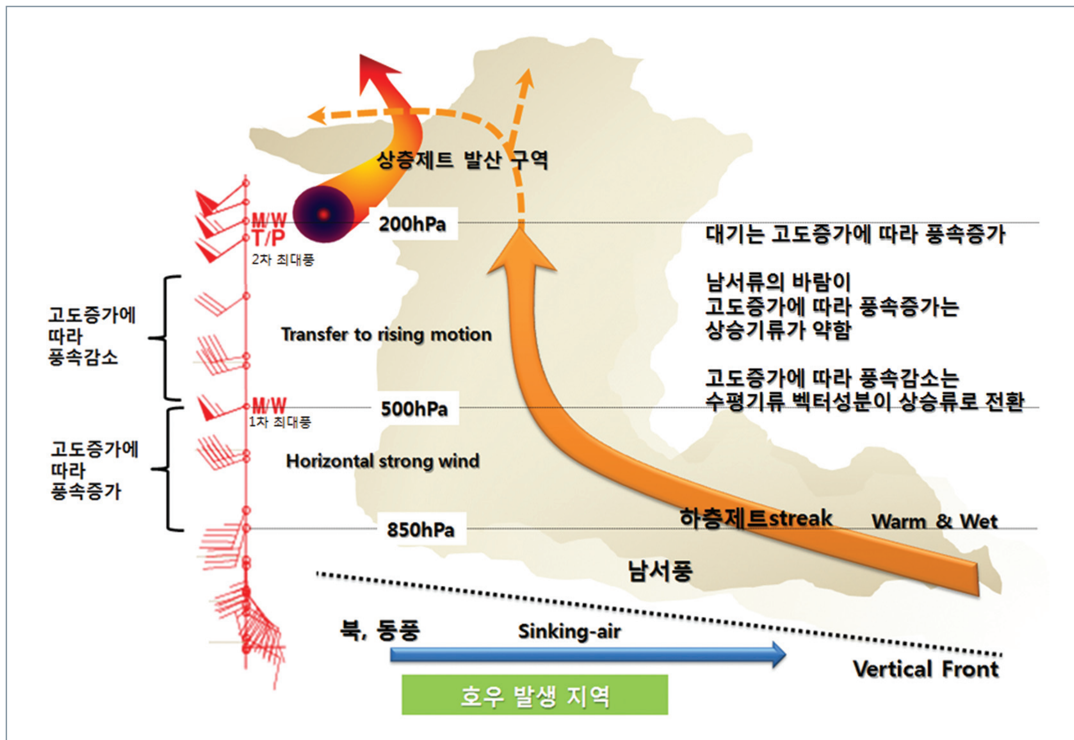


그림 3. 하층제트에 의한 호우 발생 모식도

2. 2014년 8월 21일 오산(수원) 사례

그림 4는 2014년 8월 21시 09시 오산(수원)을 기준으로 서쪽에서 접근하는 호우형 구름대와 지상 AWS 바람분포이다. 경기만 부근에 20mm/h 강도를 보이는 에코대가 위치하고 있다. 오른쪽 b)의 지상 바람분포를 보면, 강한 에코가 위치한 지역(노란색 파선)에 지상 바람은 북동풍이 나타나고, 수렴하는 모습은 보이지 않는다. 앞의 사례와 마찬가지로 하층제트에 의한 호우형 구조에서 나타나는 패턴이다.

그림 5는 같은 시각 관측된 오산의 단열선도이다. 이번 사례에서도 CAPE값은 나타나지 않고, TPW는 63.5로 높은 값을 보였다. 오른쪽에 연직 바람 분포를 살펴보면, 앞의 사례와 마찬가지로 지상과 하층대기에서는 동풍이 불고 있으며, 고도가 증가하면서 남~남서풍이 나타나고 풍속도 증가한다. 1차 최대풍 고도는

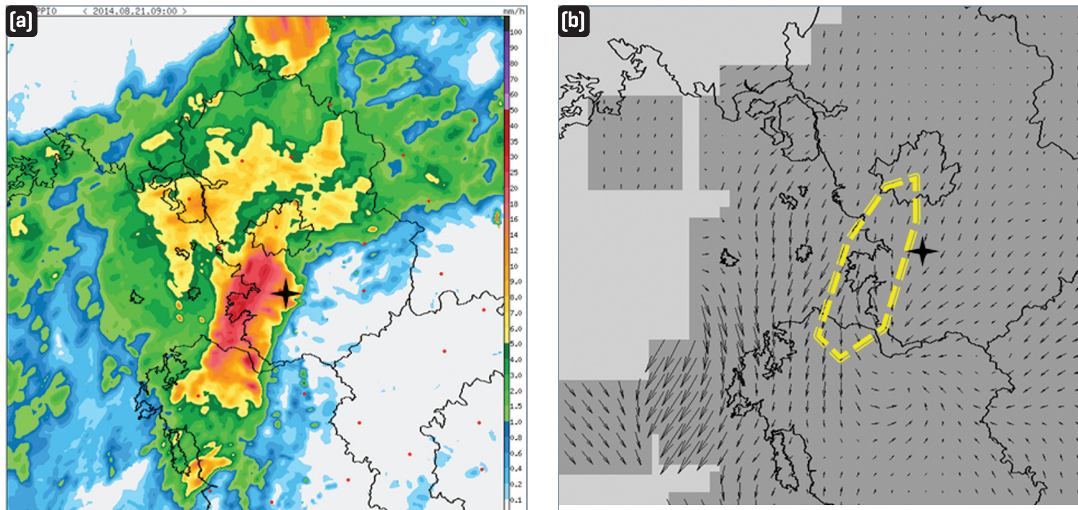


그림 4. 2014년 8월 21일 09시(KST) (a)레이더영상과 (b)지상AWS 바람 분포도(별표 : 오산 관측지점)

8km 부근에서 발견되며, 이후 고도증가에 따라 풍속이 감소하다가 약 13km 고도에 2차 최대풍인 상층제트가 보인다. 이와 같은 고도에 따른 바람 분포를 이용하여 하층제트에 의한 대류발달 구조를 진단하고 호우예측에 활용할 수 있다.

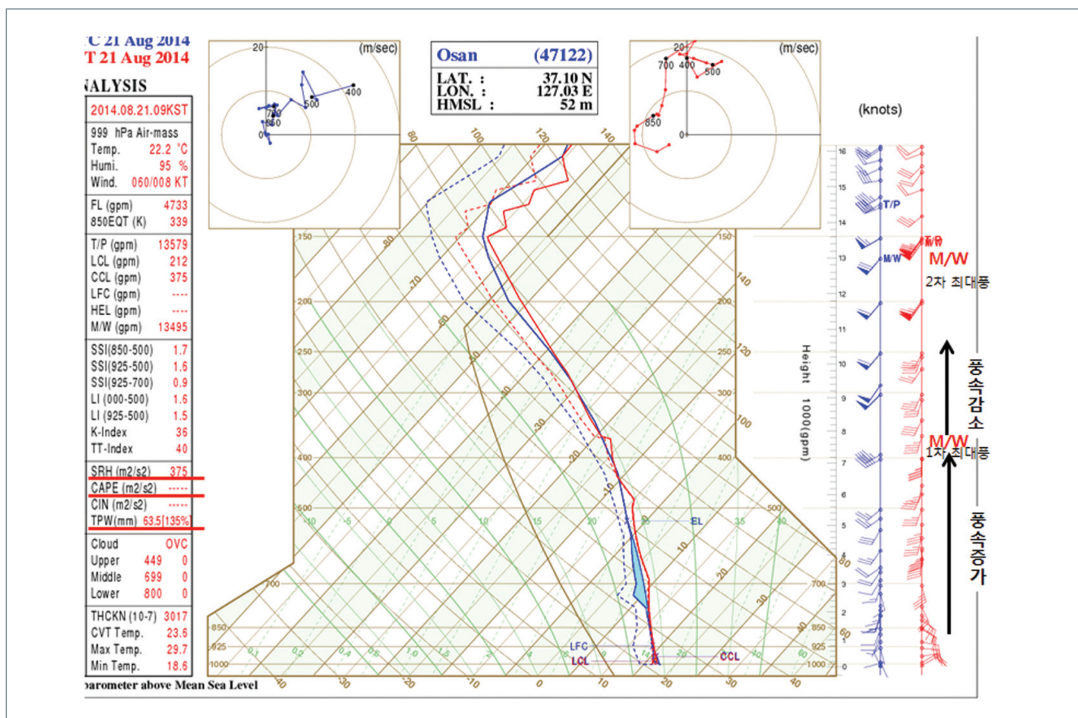


그림 5. 2014년 8월 21일 09시(KST)에 관측된 오산의 단열선도 분석장

뇌우 및 우박 분석

2014년 6월 12일 광주 우박 사례

그림 6은 2014년 6월 12일 오후 2시 5분경 광주에서 관측된 우박 사례와 단열선도 분석장이다. 우박 발생의 대기구조는 앞서 소개한 온난형 호우구조와는 다른 양상을 보인다. 그림 6 b)의 단열선도에서 왼쪽의 분석란을 살펴보면, CAPE 값이 3041로 매우 높았고, TPW는 33.3으로 호우사례에 비해 절반정도의 값을 보였다. 특이한 점은 우박 발생시 대류온도와 지상의 기온이 23.6℃로 같았다. 낮 시간대 지표 가열에 의해 지상의 기온이 대류온도에 도달했으며, 부력이 생긴 공기는 상승하여 우박을 발생시킬 수 있는 구름을 만들어 낸 것을 알 수 있다. 우박은 낮 최고기온이 나타나는 시간대에 주로 발생한다. 따라서, 대류온도를 구하고 지상의 기온이 대류온도에 도달하는 시간대부터 우박이 발생할 확률이 높은 시점이라고 할 수 있다.

우박의 발생시점은 지표가열이 일어나는 오후시간대이지만, 우박 발생의 주 원인은 상층대기에서 찾을 수 있다. 만약, 상층의 기온이 낮고 수증기가 적다면, 무겁기 때문에 하강하려 할 것이다. 따라서, 우박이 발생하기 위해서는 중·상층 대기에 차고 건조한 공기가 위치하여 하강 운동이 용이한 온도구조가 필요하다. 지표 가열에 의한 대기하층의 상승기류와 맞물리면서 우박으로 성장하기 위해 중·상층으로부터의 하강기류가 필수적이기 때문이다. 500hPa과 400hPa의 기온차이가 10℃ 이상이면서 500hPa 기온이 −10℃ 이하인 기온조건은 우박발생 예측의 임계값으로 활용가능하다(손에 잡히는 예보기술



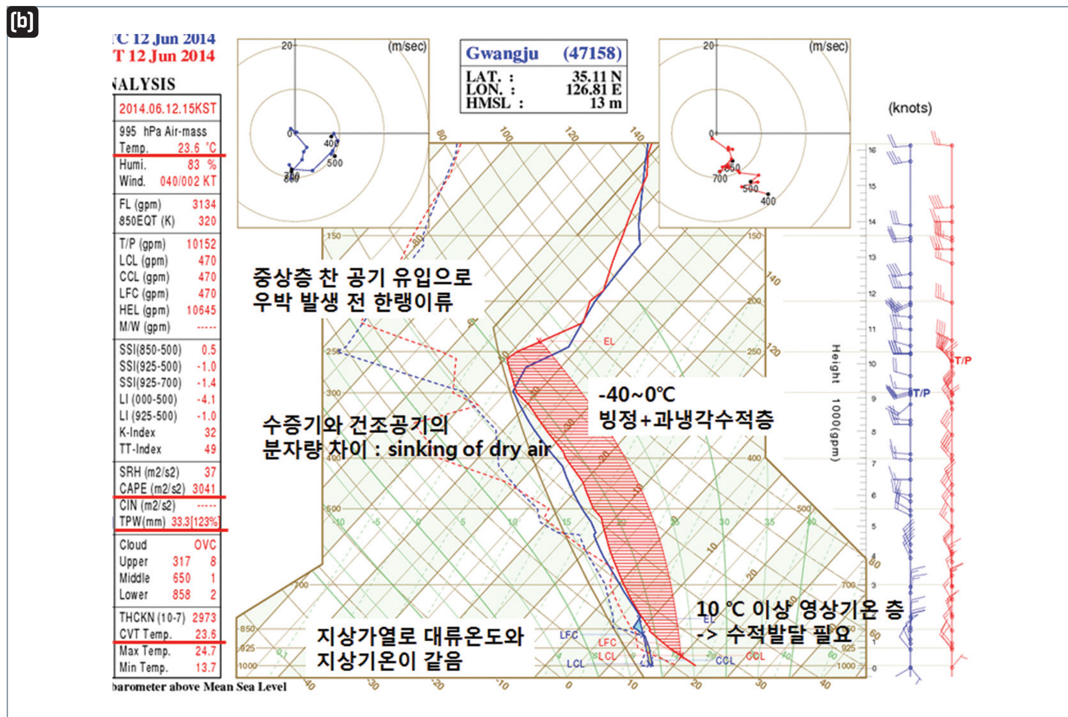


그림 6. (a)2014년 6월 12일 14시 5분경 광주에서 관측된 우박 사진과 (b)15시(KST)에 관측된 광주의 단열선도 분석장

7호 '우박의 분석 및 판단'). 중 · 상층 대기의 차가운 공기는 CAPE값을 증가시켜(자유대류고도(LFC)부터 상승하는 공기는 습윤기온감률로 상승하므로 주위 공기보다 기온감률이 작기 때문) 대류운동을 활발하게 만든다. 우박은 앞의 호우사례와 달리 높은 CAPE 값이 필요하다. 이 외에도 빙정핵의 특징과 미세물리 과정의 이해도 우박 분석과 예측에 필요한 지식이다(24호 '빙정핵의 이해를 통한 눈 예보 활용' 참조).

강수 예상시 기온 예측

습구온도는 온도계의 습구 부분의 물이 증발하면서 주변 공기로부터 열을 빼앗아 기온을 낮추는데, 이 때의 공기 온도에 해당한다. 만일, 공기 중에 수증기량이 적다면 습구온도는 실제기온보다 많이 낮을 것이다. 반대로 공기 중에 수증기가 많아 습도가 높다면, 증발량이 적기 때문에 기온과 차이가 크지 않을 것이다. 이런 습구온도의 특징을 이용하면, 강수가 발생하는 시점의 기온 예측에 도움을 받을 수 있다.

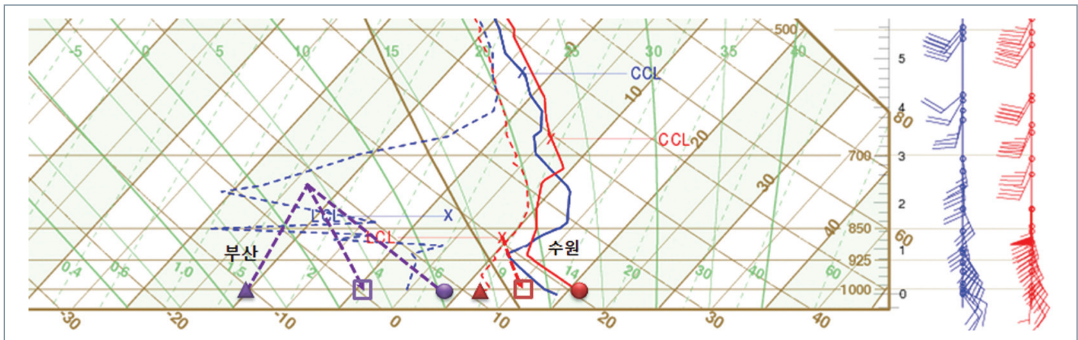


그림 7. 습구온도를 이용한 기온 예측의 예. 붉은색 원과 삼각형은 2014년 5월 11일 15시 수원의 기온과 노점온도를, 보라색 원과 삼각형은 2005년 3월 5일 15시 부산의 기온과 노점온도를 의미함, 네모는 수원과 부산의 습구온도임

1. 2014년 5월 11일 수원(오산) 사례

그림 7의 붉은색 원과 삼각형은 각각 15시 수원의 기온 20.1℃, 노점온도 11.8℃를 의미한다. 노점온도를 지나는 포화혼합비선과 기온을 지나는 건조기온감률 곡선이 만나는 고도(LCL: Lifting Condensation Level)에서 습윤기온감률 곡선을 따라 지상으로 내리면 약 16℃의 습구온도를 구할 수 있다. 수원은 이날 18시에 비가 시작되었고, 21시부터 보통비의 강도로 내리면서 기온이 16.7℃로 하강하였다. 강수가 시작되면서 습구온도에 다다르는 시점은 상대습도가 95%이상으로 거의 포화가 되는 시간대이다.

2. 2005년 3월 5일 부산 사례

그림 7의 보라색 원과 삼각형은 각각 15시 부산의 기온 8.5℃, 노점온도 −10.2℃를 의미한다. 노점온도를 지나는 포화혼합비선과 기온을 지나는 건조기온감률선이 만나는 고도(LCL)에서 습윤기온감률선을 따라 지상으로 내리면 약 0℃의 습구온도를 구할 수 있다. 부산은 이날 18시에 눈이 내리기 시작하였고, 21시부터 강한 눈이 내리면서 18시 기온이 0.5℃, 21시 기온이 −0.3℃로 각각 관측되었다. 부산에서 강수가 시작되기 3시간 전 영상 8.5℃가 관측되어 습구온도의 이해가 없다면 눈 예보를 하기 어려운 사례였다. 미국에서는

강수형태 예측에 습구온도를 중요한 예측 요소로 활용하고 있으며, 지상의 습구온도가 1℃ 이하일 경우 눈을 예측하고 있다.

강수가 예측될 경우 습구온도를 이용하여 강수가 나타나는 시간대에 기온 예측에 활용하면 과학적 분석과 함께 좋은 예측결과를 나타낼 수 있다. 그렇지만, 이 방법은 지표 공기(기단)의 변동이 크지 않을 경우에만 기온예측에 활용하는 편이 좋다. 한랭전선이 통과하는 경우에는 지상의 바람과 기온이 급변하므로 습구온도를 이용한 기온예측은 정확성을 보장할 수 없게 된다.

뇌우세포의 이동 예측

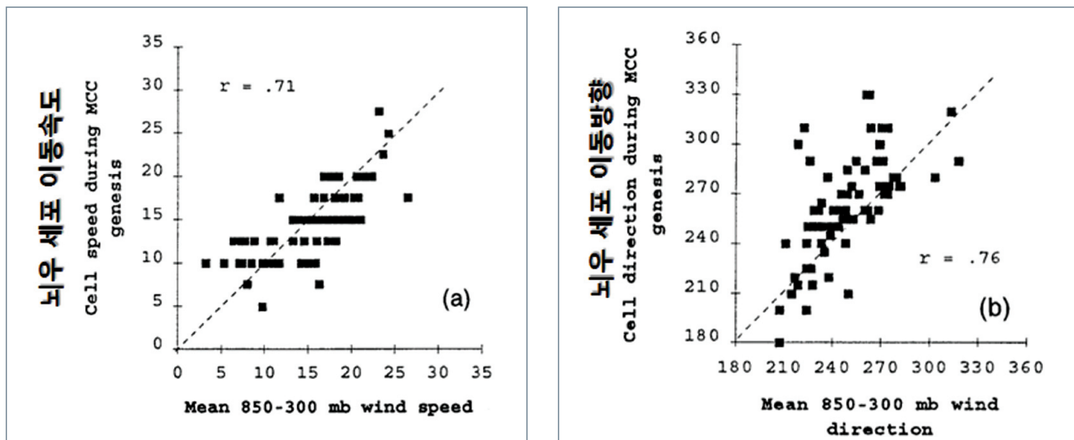


그림 8. 850~300hPa 층의 평균 바람(X 축)에 대한 뇌우세포 이동속도(a)와 이동방향(b) (Corfidi et al. 1996, Corfidi 2003)

그림 8은 850~300hPa의 평균 바람에 대한 뇌우 세포 이동과의 관계를 보여주는 그래프이다. 뇌우의 이동속도와 방향은 850~300hPa의 평균 바람과 선형적인 분포를 보이기 때문에 비교적 관련성이 높다고 할 수 있다. Bluestein and Jain(1985), Corfidi et al. (1996, 2003)의 연구에서 뇌우세포의 이동은 850~300hPa 사이에 위치한 700, 500hPa 바람과 비슷하다고 조사된 바 있다. 특히, 850hPa과 700hPa의 바람은 호우 셀 추적에 용이하다.

그림 9는 2014년 8월 25일 레이더에서 탐지된 강한 에코 셀의 이동경로를 보여준다. 목포 앞바다에 강한 에코가 발생하면서 1시간 후 최성기로 발달하였고 남서에서 북동쪽으로 이동하였다.

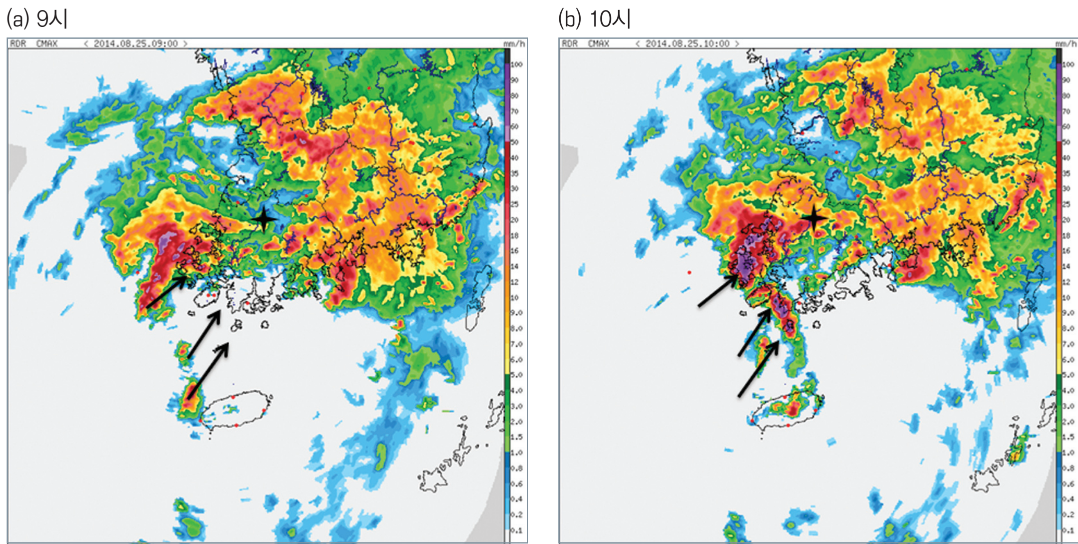
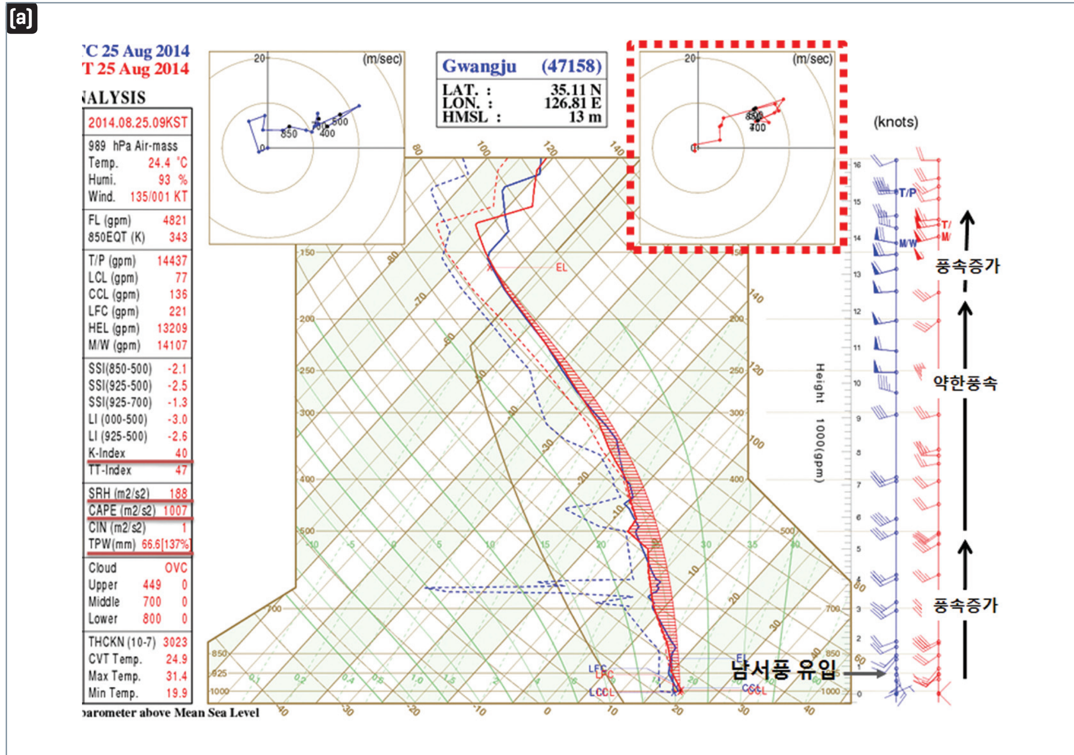


그림 9. 2014년 8월 25일 레이더 영상과 뇌우 셀의 이동 추적(화살표 : 1시간 이동, 별표 : 광주)

그림 10 (a)는 같은 시각 관측된(09시) 광주 단열선도로, 앞서 소개한 온난형 호우구조와 비슷함을 알 수 있다. 850hPa 부근에 하층제트가 위치하고 약 4km 고도에 1차 최대풍속이 보인다. 4km 이상의 고도에서는 풍속이 약화되고 150hPa(14km) 고도 부근에서 2차 최대풍속이(가장 강한 풍속의 상층제트) 위치한다. 왼쪽의 분석란을 살펴보면, TPW값이 66.6으로 앞선 사례들과 같이 높은 값을 보였다.

단열선도의 오른쪽 상단에 위치한 호도그래프를 이용하여 뇌우 셀의 이동분석에 대해 알아보자. 그림 10 (b)는 호도그래프상의 850hPa과 700hPa의 바람을 확대한 것이다. 그림 9에서 뇌우 셀 이동은 700hPa 풍향에 비해 오른쪽으로 약간 기울어져 있다. 뇌우 셀의 이동 방향은 850-700hPa의 바람시어 차이만큼 700hPa의 풍향에 비해 오른쪽으로 치우쳐 이동하고, 속도는 700hPa의 풍속과 비슷하다. Bluestein and Jain(1985), Robe and Emanuel(2001)은 사례연구를 통해 뇌우 셀의 이동방향이 평균적으로 700hPa의 바람방향에 비해 오른쪽으로 편향됨을 밝혔다. 새로운 셀이 발생하고 이동한 후 그 자리에 새로운 셀이 생기는 후방전파(Backward Propagation)는 최초에 뇌우 셀이 발생한 지점에서 850-700hPa 바람시어 값만큼 오른쪽으로 편향하여 나타난다. 후방전파는 전체적인 뇌우시스템의 이해를 바탕으로 분석해야 한다. 뇌우 셀의 후방전파 속도가 뇌우 셀의 이동속도와 큰 차이가 없을 경우 스콜라인과 같은 호우 시스템이 정체된 모습으로 나타나며, 긴 시간 동안 호우가 발생할 수 있다. 따라서, 중규모 저기압이나 호우 시스템의 이동속도 파악이 호우예보에 선행되어야 한다.



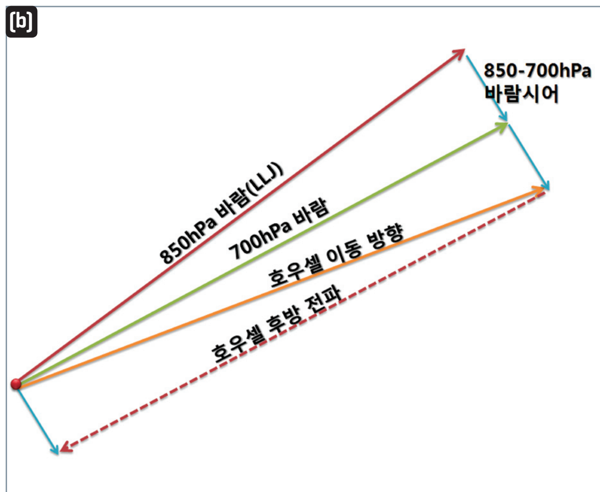


그림 10. (a)2014년 8월 25일 09시(KST) 광주 단열선도와 (b)호도그래프에 분석된 바람을 이용한 호우 셀 이동방향 추적 방법 예(Bluestein and Jain(1985), Robe and Emanuel(2001)의 연구결과 참조)

[참고문헌]

손에 잡히는 예보기술 7호, 2011, 우박의 분석 및 판단

손에 잡히는 예보기술 9호, 2011, 단열선도 사용설명서

손에 잡히는 예보기술 24호, 2014, 빙정핵의 이해를 통한 눈 예보 활용

Bluestein, H. B., and Jain, M. H. 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1711-1732.

Corfidi, S. F. 2003: Cold pools and MCS propagation: forecasting the motion of downwind-developing MCSs. Weather and Forecasting, 18, 997-1017.

Corfidi, S. F., Merritt, S. F., and Fritsch, J. M. 1996: Predicting the movement of mesoscale convective complexes. Weather and Forecasting, 11, 41-46.

George, E. 1988: Weather forecasting: Rules, techniques and procedures. *American press, Boston, Massachusetts.*

Robe, F. R., and Emanuel, K. A. 2001: The effect of vertical wind shear on radiative-convective equilibrium states. *J. Atmos. Sci.*, 58, 1427-1445.

6 등온위면 분석

등온위 분석의 기본 이해

1. 등온위 정의

온위(Potential Temperature)는 건조한 공기덩이가 압력이 표준기압 1000hPa이 될 때 까지 단열적으로 압축 또는 팽창하였을 때의 온도를 말한다. 온위는 θ로 나타내며, 그 식은 다음과 같다.

$$\theta = T(\frac{1000}{P})^{K}, \text{ 여기서 } K = \frac{R_d}{C_p}$$

모든 공기는 온위를 갖게 되며, 이 값은 건조단열 운동에서는 보존된다. 위의 식에서 볼 수 있듯이 같은 온위(등온위)라면, 기압 P가 증가(감소)함에 따라 기온 T도 증가(감소)한다. 또한 종관규모 운동은 강수지역을 제외하고는 대체적으로 단열과정을 유지하므로, 온위는 종관규모 운동에서 보존량으로 볼 수 있다.

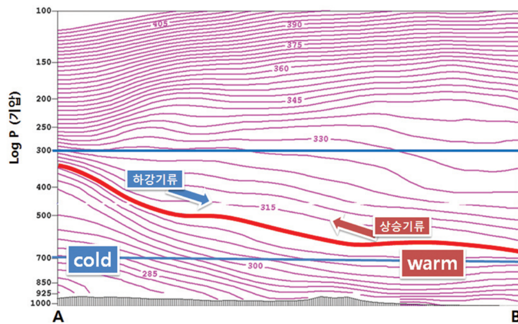


그림 1. 등온위선의 연직(기압고도) 분포. 붉은색 굵은 실선은 312K 등온위선

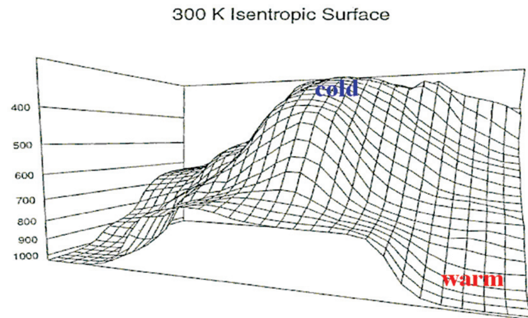


그림 2. 300K 등온위면을 묘사한 3차원 구조도 (Moore 2003)

그림 1과 같이 A와 B지점 상공으로 312K 온위선이 300~700hPa 고도 사이에 위치한다면, 700hPa 고도를 기준으로 A지점 상공의 기온은 B지점 상공의 공기보다 차갑다고 할 수 있다. A지점 상공 700hPa은 약 285K, B지점 상공은 약 308K이다. 또한, 312K 등온위선은 A와 B지점 사이에 약 300hPa과 700hPa 즉, 대기상층과 중 · 하층의 고도차이만큼 기온차이가 나타난다고 할 수 있다.

만약, A에서 B로 312K 등온위선을 따라 기류가 이동한다면, 하강기류와 함께 수평적으로는 한랭이류가 나타나고, B에서 A로 이동한다면 상승기류와 함께 온난이류가 나타난다. 여기에 수증기량을 이용하면, 기압면에서 해석

하기 힘든 구름의 생성 및 강수 현상 등 대기운동을 이해하는데 도움이 된다.

그림 2는 특정 온위면(300K)의 3차원 구조를 묘사한 모식도이다. 기압이 낮은 지역(고도가 높은 지역)은 차가운 공기고 반대로 기압이 높은 지역은 따뜻한 공기다.

2. 등온위면 분석이란?

등온위면 분석은 입체적인 대기운동을 쉽게 가늠해볼 수 있는 방법으로서, 공기 분자의 변하지 않는 고유 온도(잠재온도)를 가지고 수평이동이 아닌 공간적으로 이동한다는 기본적인 개념을 바탕으로 시작한다. 공기 분자의 연직 운동은 등온위면의 고도에 따른 경사도와 바람 방향을 이해하면 쉽게 해석할 수 있다. 그림 3(a)에서 등온위면을 305K*라고 가정하자. 녹색으로 표시된 화살표는 850hPa 등압면을 비스듬한 각도로 통과하여 상승하는 바람이다. 이 바람이 등온위면을 따라 700hPa 까지 이동한다면, 모식도에서 850, 800, 750, 700hPa 등압면을 모두 통과하는 상승운동이라고 할 수 있다. 만약, 이런 상승운동이 습윤한 공기였다면 구름이 생기고 비가 내릴 수 있다. 습윤한 공기의 이동에 대해서 단열선도(Skew T Log P)를 이용해 분석해보자. 일단, 그림 3(b)의 남쪽(A)지점을 제주로, 북쪽(B)지점을 서울로 가정하자. 305K 등온위면의 기류는 남풍으로서 제주도에서 서울로 향하는 바람이다. 제주의 850hPa 기온과 노점온도(수증기량)가 주어진다면 상승응결고도(LCL)를 계산할 수 있다. 만약, 상승응결고도가 800hPa 이라면 등온위면에서 기류가 800hPa 등압면을 통과하면서 상승하게 되어 공기는 포화되고 구름이 발달한다. 이 기류가 계속해서 등압선을 가로질러 700hPa 까지 이동한다면, 상승응결고도(800hPa)의 포화혼합비 양에서 포화단열선을 따라 700hPa 까지 상승했을 때의 포화혼합비 양을 뺀 값만큼 대기중으로 수증기가 빠져나가게 되므로 등온위면의 기류가 800~700hPa 등압면을 통과하여 지나가는 구간에서 강수가 나타난다.

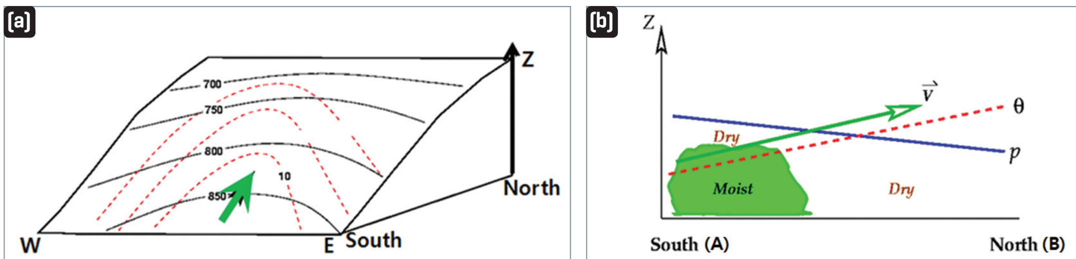


그림 3. (a)등온위면과 고도로 이루어진 3차원 모식도. 화살표는 기류의 방향, 실선은 등압선, 붉은색 점선은 수증기량(g/Kg)임. (b)그림(a)의 남,북 방향을 기준으로 연직좌표로 나타낸 등온위(붉은색 파선), 기압(파란색 실선), 기류의 방향(녹색화살표).(Bluestein 1992)

* 우리나라의 여름철 300~310K 등온위면에서 남서풍의 바람은 850hPa과 700hPa 등압면을 가로지른다.

▌등온위 분석장 소개와 해석

1. 자료의 위치

※ 위치 : COMIS3 → 일기도 → 예보장 → 등온위면분석(UM전구, 한반도)

현재 UM 모델을 통해 아시아지역과 한반도를 대상으로 IPV(Isentropic Potential Vorticity)와 등압선, 바람벡터를 16개(275~350K : 5K 간격) 등온위면상에서 제공하고 있음.

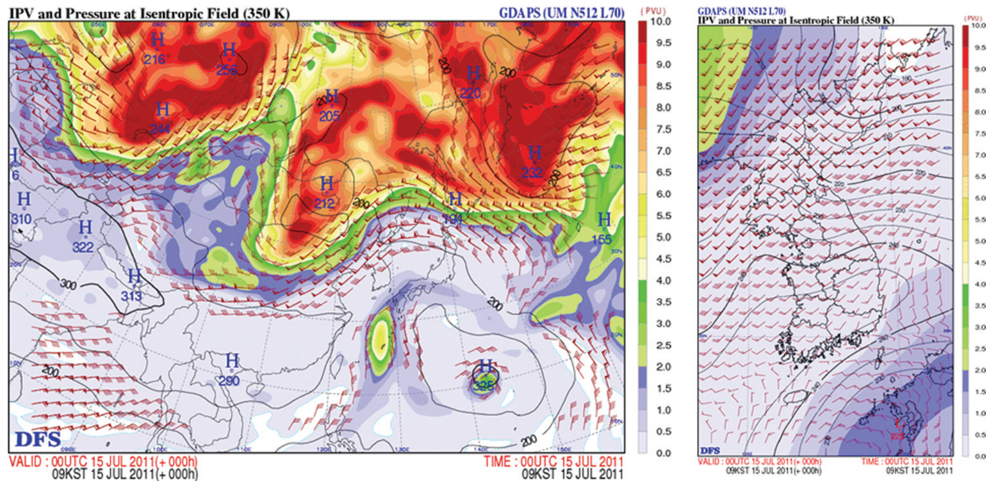


그림 4. 기상청에서 생산하는 등온위분석장 아시아영역(왼쪽)과 한반도 영역(오른쪽).
아시아영역의 바람벡터는 30KTS이상만 표시하고 있음.

2. 등온위면에서 바람벡터와 등압선

등온위면에서 기압값을 가로질러 이동하는 공기는 연직 운동을 한다고 생각할 수 있다. 그림 5는 2010년 1월 4일 중부 지방을 중심으로 폭설이 발생된 사례이다.

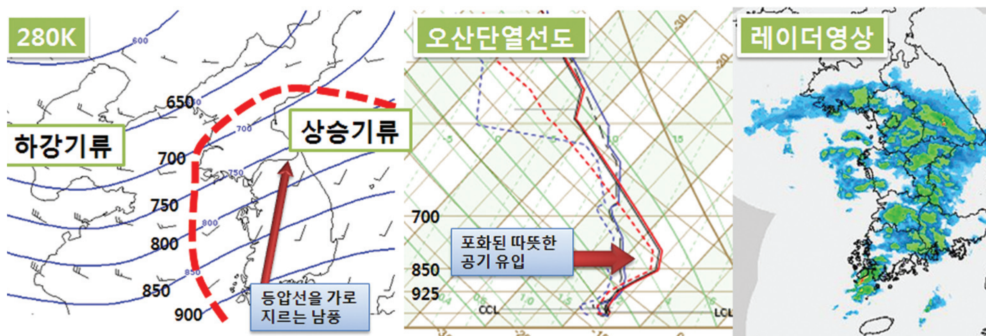


그림 5. 2010년 1월 4일 9시(KST) 280K 등온위면(왼쪽), 오산 단열선도(가운데), 레이더 영상(오른쪽)

280K 등온위면에서 우리나라는 제주도에서 북한으로 이어지는 남풍의 영향을 받고 있다. 이 바람은 지상에서 700hPa 부근까지 상승하는 기류로써, 같은 시각 오산 단열선도를 보면 약 800~925hPa 사이에 포화된 상태에서 난역의 침투로 인한 역전층이 발견된다.

제주에서 오산까지 약 400km 거리를 횡단하면서 지상에서 800hPa까지 약 2km의 고도를 상승한 경우로서 일반적인 온난전선의 기울기인 1/200와 비슷하다(홍성길 2006). 280K 등온위면에서 붉은색 파선으로 그려진 구역의 오른쪽은 상승기류가 활발한 지역으로 레이더 영상의 강수대는 이 지역내로 한정됨을 알 수 있다.

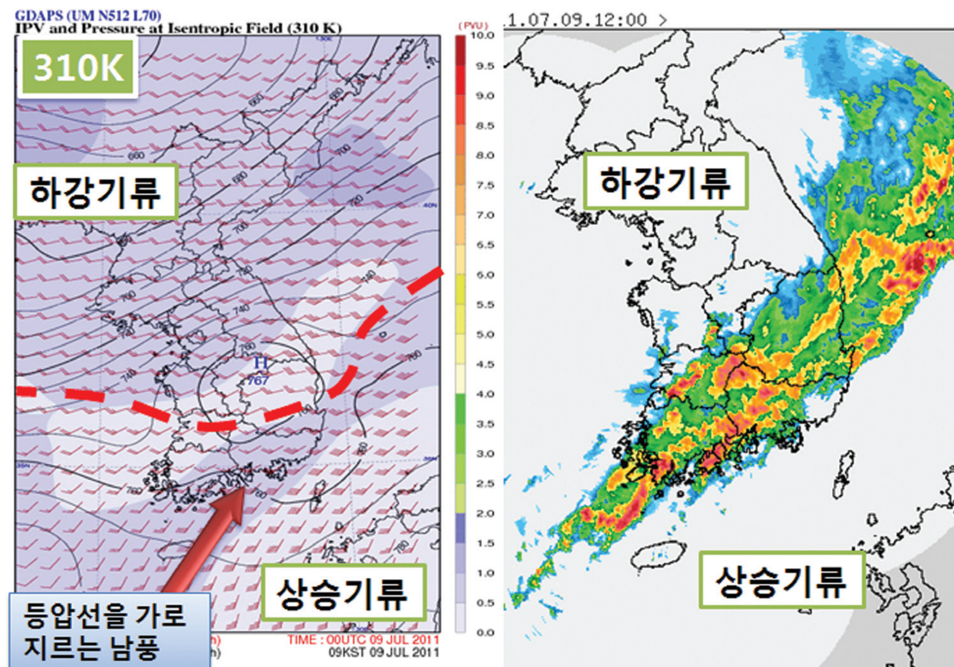


그림 6. 2011년 7월 9일 12시(KST) 310K 등온위 예상(+3H)도(왼쪽), 레이더 영상(오른쪽). 등온위면의 채색된 부분은 PVU(Potential Vorticity Unit)로서, 오른쪽 범례를 이용하여 값을 읽을 수 있다.

그림 6은 2011년 7월 9일 남부지방에 발생된 호우사례이다. 310K 등온위면 3시간 예측장을 보면 우리나라가 남서류의 영향을 받고 있지만, 등압선을 가로질러 이동하는 기류를 분석하면 기압이 높은데서 낮은데로 이동하는 상승기류는 붉은색 점선의 남쪽으로 한정된다. 북쪽지역은 남서풍이지만 기압이 낮은데서 높은데로 이동하는 하강기류를 의미하며, 강한 강수구역은 Potential Vorticity Unit(PVU)값이 높은 남부지방을 중심으로 위치하는 것을 확인할 수 있다. 따라서 강한 강수지역은 저기압성 와도와 함께 상승기류가 강한 지역임을 알 수 있다.

표 1. 계절별 하층대기 분석에 유용한 등온위면(Namias 1940)

계 절	등온위면(K)
겨울	290~295
봄	295~300
여름	310~315
가을	300~305

Namias(1940)는 표1과 같이 계절별 하층대기 분석에 유용한 등온위면을 제시했다. 우리나라에서는 여름철 하층대기 분석에 300~310K 등온위면 분석이 유용하며, 겨울철 275~280K의 등온위면 분석은 눈 예보에 활용성이 높다. 겨울철 눈 발생 층이 대부분 대기 중·하층 고도로서 275~280K 등온위면은 925~700hPa 등압선을 가로지르기 때문이다.

3. 잠재와도(Potential Vorticity)

잠재와도는 $P=-g(\zeta_\theta+f)\frac{\partial\theta}{\partial p}$로 표현한다. 이 식에서 g(중력가속도)가 일정하다면, 결국 절대와도항(ζ_θ상대와도+f코리올리)의 변화와 $\frac{\partial\theta}{\partial p}$(기압의 변화량에 대한 온위의 변화)의 변화가 중요하다. 따라서, 저기압성 순환은 잠재와도의 절대값을 증가시키고, 고도에 따른 기압의 변화는 마이너스 항으로서 온위값을 증가시킨다.
간단하게 잠재와도 P(변화량)=와도변화 TIMES 온위변화 로 요약할 수 있다.
물리량을 계산한 단위 식은 $P=10^{-6}m^2s^{-1}Kkg^{-1}=1PV$로 사용하고 있다.

대류권계면 값으로 여러 연구에서 1~3PVU 값을 사용하고 있으나 1.5PVU 값을 통상적으로 권계면 값으로 사용한다(Bluestein 1993). 1.5보다 값이 클 경우는 성층권으로 해석할 수 있는데, 대류권계면 고도부터 고도상승(기압감소)에 따라 기온이 상승하기 때문에 온위 값은 급격하게 커진다. 1.5 PVU는 온위 값의 증가율이 급격하게 커지기 시작하는 대류권계면 고도이다. 반면, 대류권계면 이하에서는 고도감소에 따라 PVU도 감소한다.

성층권에서 대류권으로 공기가 침투하면서 권계면 접힘(tropopause folding)현상이 발생하는데, 이는 하부 성층권의 높은 와도값이 대류권으로 침투하기 때문이다. 이때 권계면 고도가 낮아지면서 상층 파동이 발달한다. 파동이 발생하면 저기압 발생 및 발달에 중요한 원인을 제공하므로, 1.5PVU 이상의 잠재와도 값을 중요시하여 분석할 필요가 있다. 그림 7은 2011년 2월 11일 285~295K 등온위면 분석을 통해 권계면 접힘 현상이 발생한 사례이다. 285K에서 295K로 등온위면 고도가 상승할수록 PVU값이 증가하고 범위도 넓어지는 것을 확인 할 수 있다. 그렇지만, 높은 PVU값이 나타났더라도 상층 등온위면의 PVU가 증가하지 않는다면 권계면 접힘 현상이 아니라 대류권 내 저기압성 와도가 발달한 것으로 해석할 수 있다.

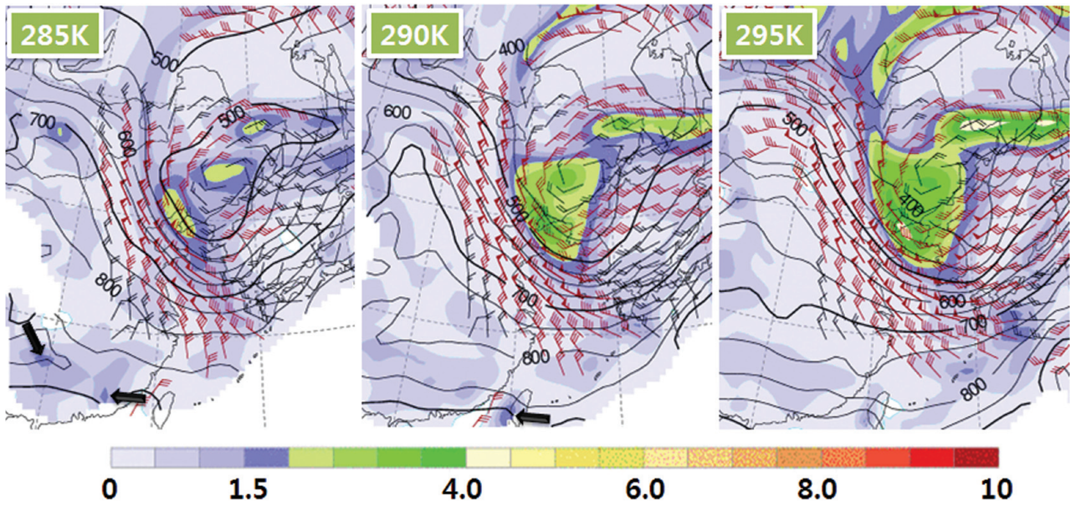


그림 7. 2011년 2월 11일 21시(KST) 등온위면 분석. 아래쪽 범례는 PVU 수치를 의미함.

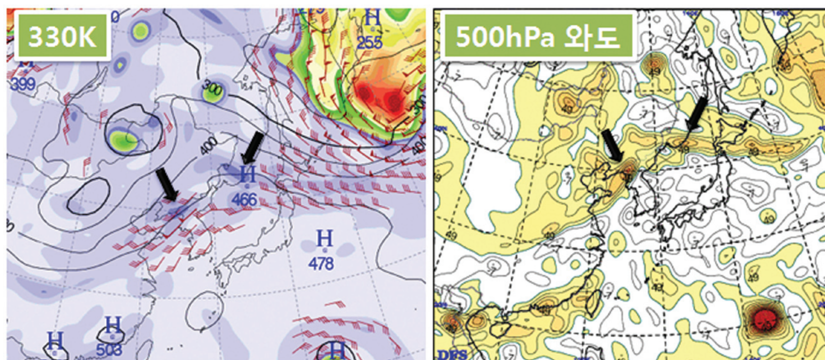


그림 8. 2011년 7월 15일 09시(KST) 330K 등온위면 분석장과 500hPa 와도장

그림 8의 330K 등온위면에서 압록강과 연해주 부근에 1.5PVU 이상의 값이 분포하고 있다. 이 값은 500hPa 와도와 정확하게 일치한다. 이 지역의 높은 PVU는 저기압성 와도가 강화되어 나타난 것이다. 330K 등온위면에서 오호츠크해 부근에 높은 PVU값은 성층권을 의미하며 그 주위의 기류를 따라 1.5PVU 값으로 상층제트가 위치하고 있다고 해석할 수 있다. 여름철 동아시아 대기는 기온이 높아 대류권계면 접힘이 겨울철만큼 잘 표현되지 않는다.

4. 연직분포를 이용한 황사분석

등온위면의 연직분포를 이용하면 공중에 부양된 황사가 언제 우리나라에 도달할지 가늠할 수 있다.

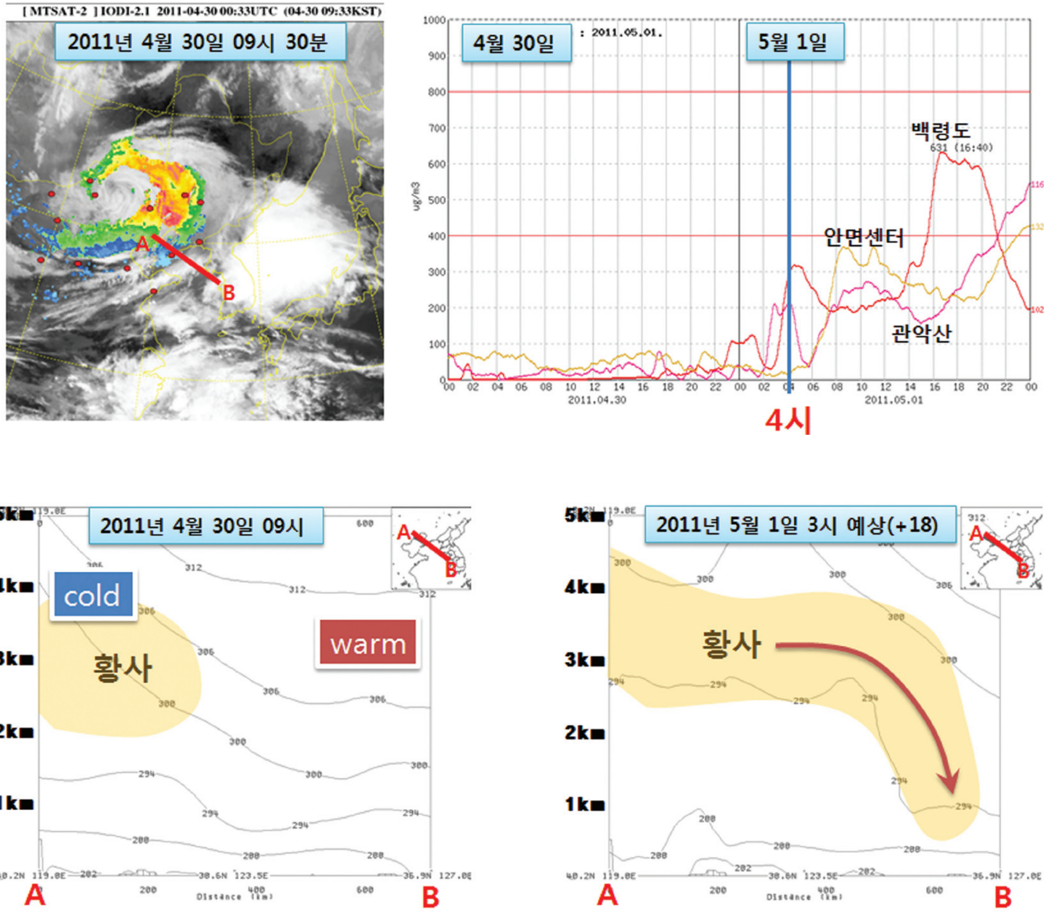


그림 9. 2011년 5월 1일 발생된 황사사례. 2011년 4월30일 09시 30분 위성영상(좌상단), 4월 30일부터 5월 1일까지 주요 3지점의 PM10 농도 시계열 그래프(우상단), UM-RDAPS 예측장을 이용한 2011년 4월 30일 09시(좌하단), 2011년 5월1일 03시(우하단) 연직 온위분석

우선, 그림 9와 같이 위성영상에서 황사가 나타났다면, 기류와 일기패턴 분석을 통해 황사구역의 이동경로를 파악한다. 다음으로, 예측한 이동경로로 연직 온위분포를 분석하면, 급격하게 등온위가 하강하는 구역이 발견되는데, 이 때 황사가 지면과 하층대기로 하강할 수 있는 시점이다. 그림 9의 하단 그림은 이런 연직 온위 분포를 보여준다. A는 위성영상에서 황사가 탐지된 발해만 부근이고 B는 태안반도이다. 등온위 값이 약 3km 고도에서 1km 고도로 급격하게 하강하는 시간대에 우리나라 서쪽지방에 위치한 백령도, 안면센터, 관악산 등지에서 황사농도 값이 급격히 상승하기 시작했음을 볼 수 있다. 바람장 분석(상승·하강기류 파악)과 일기패턴 분석(시스템의 이동경로 파악)이 동시에 이루어지면 정확성을 높일 수 있다. 연직 등온위분포는 리눅스 FAS를 이용해서 분석 할 수 있다. 이 외에도 전선, 대기안정도, 파동 분석 등 여러 다양한 방면에서 온위·등온위면 분석도가 이용되고 있다.

[참고문헌]

김광식, 1992: 기상학사전, 향문사, p387.

홍성길, 2006: 기상분석과 일기예보, 교학연구사, p100–101.

Bluestein, H. R., 1992: Isentropic surfaces basic concepts energy equations dimensional analysis. Vol. I, 23 pp.

Bluestein, H. R., 1993: Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Vol. II: observations and theory of weather systems. Oxford University Press, 594 pp.

Hakim, G.J., D.Keyser, and L.F. Bosart, 1996: The ohio valley wave-merger cyclogenesis event of 25-26 January 1978. Part II: diagnosis using quasigeostrophic potential vorticity inversion. Mon. Wea. Rev., 124, 2176-2205.

James, R. H., 2004: An introduction to dynamic meteorology. Elsevier academic press, p59-62.

Ken Crawford 2010: The value of isentropic analysis in a modern forecast office. 지식, 경험, 노하우(지.경.노) 발표자료

Moore, J. T., 2003: Isentropic analysis workshop, millersville university Isentropic Workshop: 5 April 2003

Namias, J., 1940: Isentropic analysis, in Weather analysis and forecasting by S. Petterseen. New York, McGraw-Hill, 503 pp. 372-374 pp.



실전 등온위면 분석

호우분석

우리나라의 여름철 305K 등온위면에서 남서류의 바람은 900~800hPa 등압선을 가로지르고, 310K 등온위면에서 800~700hPa 등압선을 가로지른다. 따라서, 하층대기의 남서기류와 하층제트에 의해 발생되는 여름철 호우분석은 대기하층(700hPa이하)에 해당하는 305~310K 등온위면 분석이 유용하다.

1. 전라북도 호우사례(2011년 8월 9일)

① 그림 1의 305K 등온위면(왼쪽)에서 붉은색 파선으로 표시된 남서류는 약 900hPa 등압선이 제주 남서 해상부터 850hPa 등압선이 놓인 서해안까지 나타난다. 이 상승류는 높은 가강수량(Precipitable Water : PW) 지역을 통과하는데(중앙), 레이더 영상(오른쪽)에서 강한 강수대가 위치한 지역과 상승기류가 나타나는 지역, 그리고 높은 가강수량 지역은 일치한다.

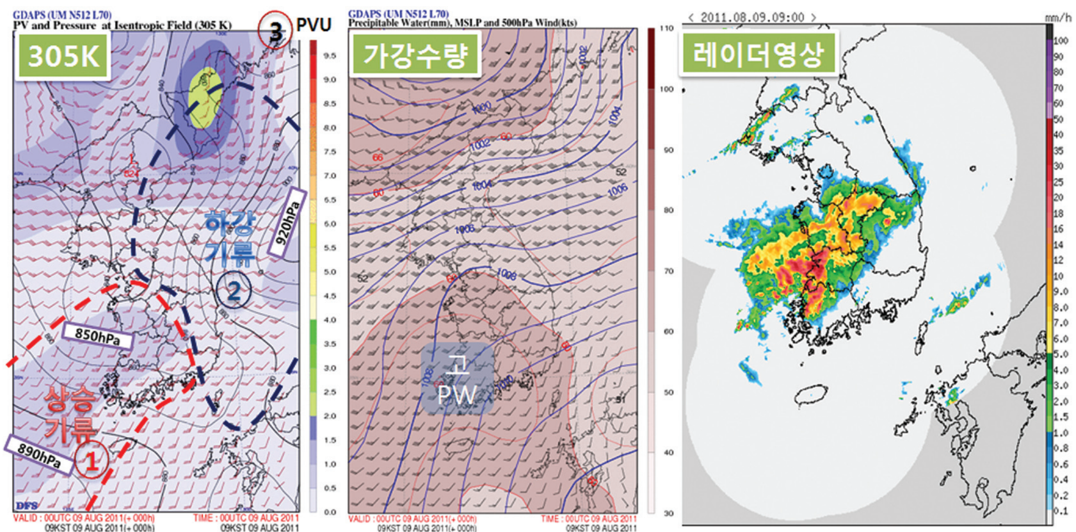


그림 1. 2011년 8월 9일 9시 305K 등온위면(왼쪽), 가강수량(중앙), 레이더 영상(오른쪽). 왼쪽의 등온위면에서 붉은색 파선과 파란색 파선은 각각 상승기류와 하강기류 지역을 의미함

② 파란색 파선 내에 위치한 우리나라 동쪽과 동해상은 남서류의 바람이 부는데도 불구하고 이동하는 기류는 약 840hPa부터 920hPa로 향하는 하강기류다. 이 지역은 상대적으로 적은 가강수량을 보이며 레이더 영상에서도 뚜렷한 강수에코가 없다. 등온위면 분석을 통해 동일한 남서류라 할지라도 상승과 하강운동 지역을 구분할 수 있다.

③ 와도와 온위의 변수로 구성된 잠재와도량 PVU(Potential Vorticity Unit)[1)]는 등온위면에서 와도의 변화에 따라 그 값도 변한다. 따라서, PVU가 높다는 것은 저기압성 와도가 크다고 할 수 있으며, 저기압성 순환이나 수렴에 의한 강수대는 그림 1과 같이 PVU 값이 큰 지역에 위치한다.

※ 따라서, 그림 1의 2011년 8월 9일에 발생된 전라북도 호우의 경우 등온위면 분석을 통해 ① 상승운동, ② 높은 가강수량, ③ 상대적으로 높은 PVU, 이 세 가지 요소가 모두 일치하는 지역을 호우구역으로 판단할 수 있다.

2. 남해안 호우사례(2011년 7월 9일)

이번 사례는 310K 등온위면을 이용하였다. 그림 2의 왼쪽 310K 등온위면에서 붉은색 파선을 기준으로 남쪽은 상승기류, 북쪽은 하강기류가 분포한다. 특히, 제주도 부근에서 남해안에 위치한 바람은 등압선과 큰 각을 이루는 남서류다. 레이더 영상에서 남부지방에 강한 강수대가 위치하며 비슷한 위치에 등온위면에서도 상대적으로 높은 PVU가 분포한다(그림 2의 오른쪽).

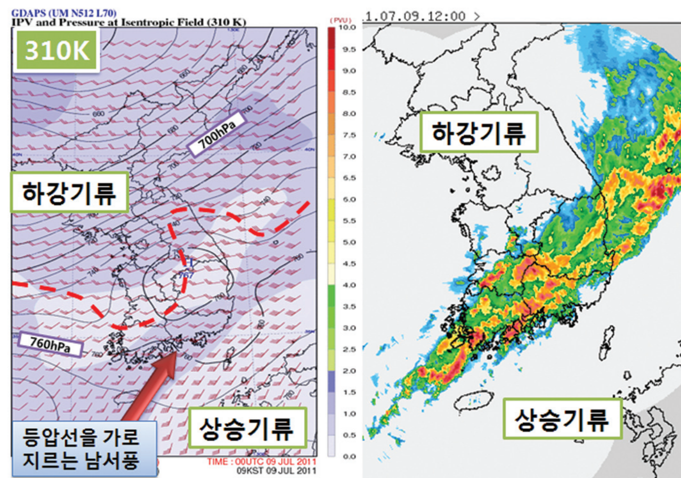


그림 2. 2011년 7월 9일 12시 310K 등온위면(왼쪽), 레이더 영상(오른쪽). 등온위면에서 붉은색 파선은 상승기류와 하강기류를 구분하는 선임

---

1) 잠재와도 $P = -g(\zeta_\theta + f)\frac{\partial\theta}{\partial p}$ P(변화량)=와도변화 TIMES 온위변화 로서, 등온위에서 P는 저기압성 와도의 증가에 따라 증가한다.

황사분석

〈 2011년 5월 1~3일 우리나라 전역에 발생한 황사 〉

호우, 대설 등 강수 분석 및 예측에는 상승기류와 저기압성 순환(수렴)을 찾아내는데 초점을 두지만 황사는 하강기류 분석이 중요하다. 2011년 4월 30일 21시 300K 등온위면에서 상승기류는 우리나라 중부지방 남쪽으로 분포하며(그림 3의 왼쪽), 서해상과 보하이만(발해만) 부근에 강한 하강기류가 보인다. 보하이만에서 동해북부해상으로 이동하는 기류는 약 500hPa에서 750hPa까지 하강하는 기류이며, 산둥반도 부근에서 서해남부해상으로 이동하는 기류는 약 650hPa에서 850hPa까지 하강하는 기류이다. 즉, 서에서 동으로 이동하는 하강기류보다 보하이만에서 우리나라 방향으로 이동하는 기류가 지표 근처로 내려오는 기류라고 할 수 있다.

반면, 우리나라는 상대적으로 높은 PVU와 상승기류가 보이며, 위성영상에서 강수가 동반된 구름대가 보인다. 기류의 이동 경향을 볼 때, 위성영상에서 표출된 보하이만 부근의 황사는 하강기류와 함께 우리나라의 하층대기로 유입될 가능성이 높은 상태다.

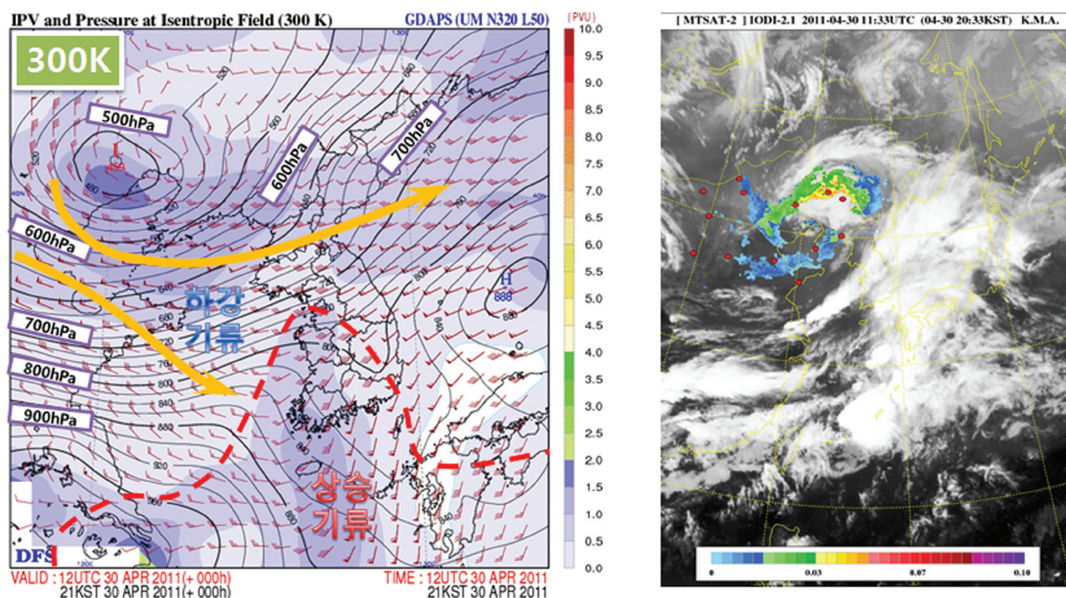


그림 3. 2011년 4월 30일 21시의 300K 등온위면(왼쪽)과 20시 33분 적외영상(오른쪽). 왼쪽 등온위면에서 주황색 화살표는 기류의 진행 방향을 의미하며, 오른쪽 적외영상의 범례는 MTSAT–적외광학 두께지수를 의미함.

등온위면과 일기 분석을 통해 우리나라로 황사가 유입될 가능성이 높다고 판단이 되면, 기류 추적을 통해 예상 도달 시각을 가늠해 볼 수 있다. 북서류의 기류 방향을 따라 보하이만 부근에서 태안반도로 황사가 진행할 것으로 예상할 수 있다. UM-RDAPS 분석장(2011년 4월 30일 9시)을 이용하여, 보하이만(A)부터 태안반도(B)까지 온위의 연직단면도를 분석해 보면(그림 4 a), 보하이만에서 서해 중부해상까지 등온위가 낮아지는 모습을 볼 수 있다. 그림 4(d)는 18시간 후인 5월 1일 3시 예측자료로써, B(태안반도)지점의 인근

서쪽으로 약 3km 고도에서 1km 고도로 급격하게 등온위선이 하강한다. 우리나라 서해안에 위치한 황사 관측 3개 지점의 PM10시계열을 보면(그림 4 b), PM10 농도는 5월 1일 4시부터 증가하기 시작했다. 이후 우리나라로 강한 하강기류에 동반된 황사가 유입되어 5월 1일에서 3일까지 전국에 황사 특보가 발표되었다.

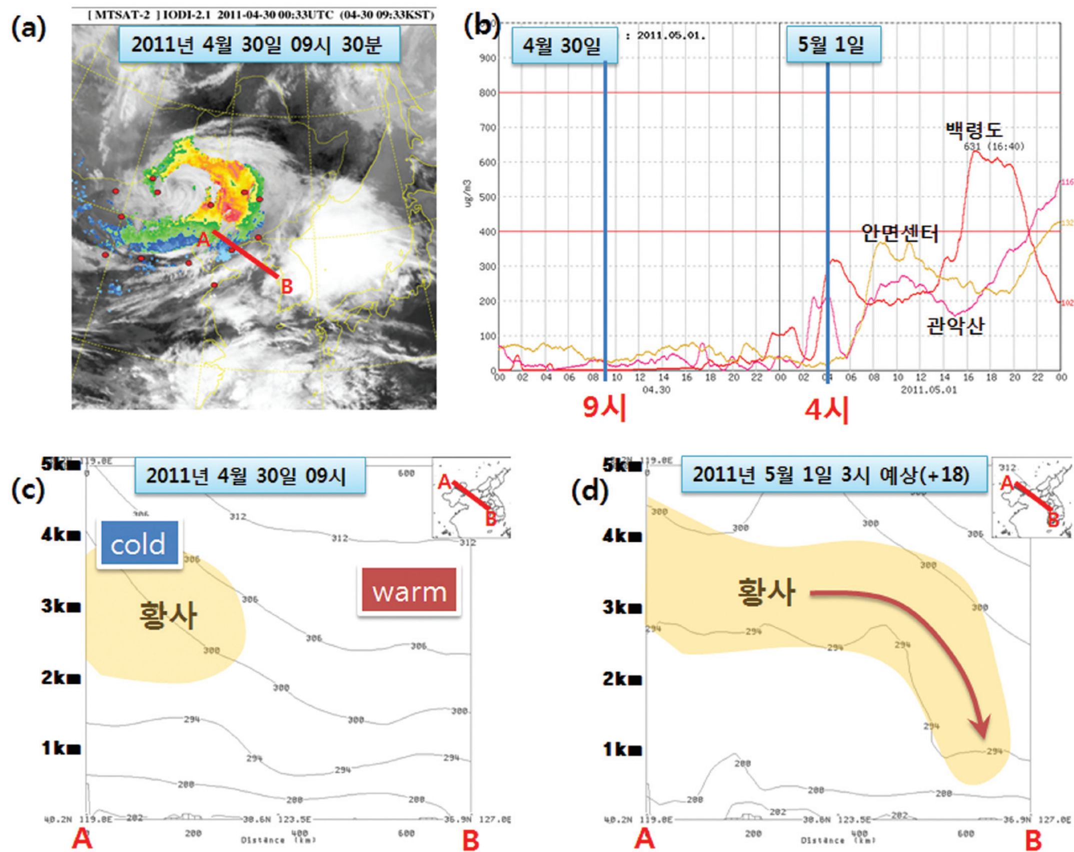


그림 4. (a)는 2011년 4월 30일 9시 30분 적외영상, (b)는 4월 30일부터 5월 1일까지 주요 3지점의 PM10 농도 시계열 그래프, (c)는 2011년 4월 30일 9시 UM-RDAPS 분석장이며 (d)는 예측장(+18시간 예측 : 5월 1일 3시)의 연직 온위 분포로서 (a)의 A와 B를 연결한 직선의 지상에서 5km까지 온위 분포임

대설분석

1. 한랭전선형 대설 사례(2011년 1월 23일)

그림 5와 같이 23일 9시와 15시에 한랭전선이 서울·경기 지방을 통과하면서 중부지방에 발생한 대설 사례다.

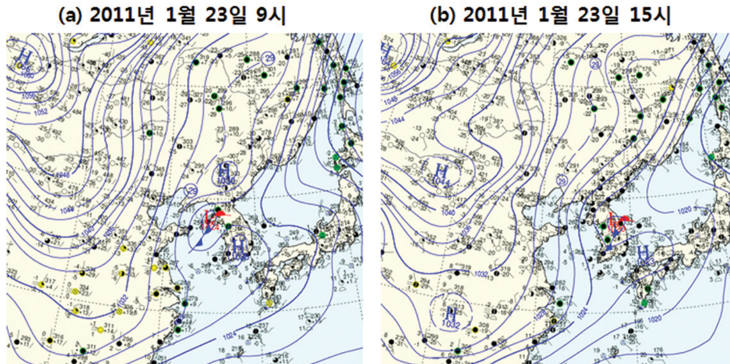


그림 5. 2011년 1월 23일 (a)9시, (b)15시 지상일기도

그림 6은 2011년 1월 23일 9시에 생산된 23일 15시 각 등온위면 예측장이다. 그림 6(a)의 275K 등온위면에서 화살표가 나타내는 것은 보하이만 부근인 약 750hPa에서 서울 근처 850hPa로 진행하는 하강기류를 의미한다.

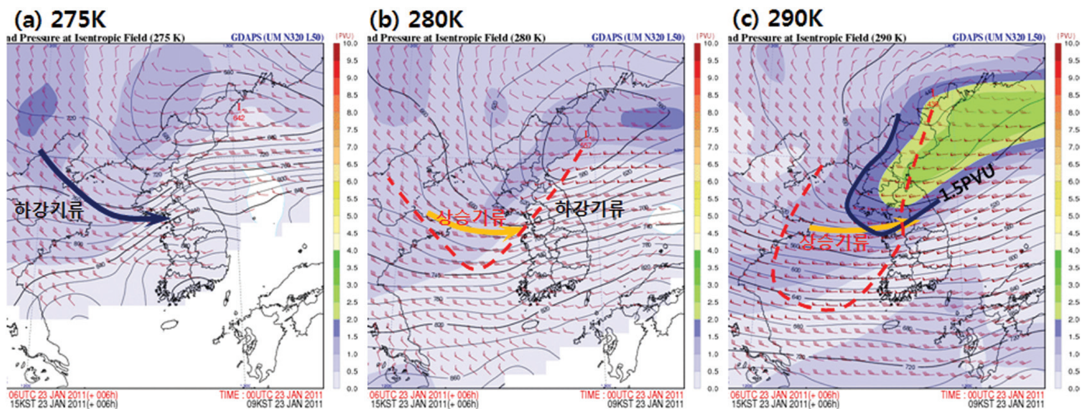


그림 6. 2011년 1월 23일 9시에 생산된 15시(+6시간) UM-GDAPS (a)275K, (b)280K, (c)290K 등온위면 예측장. 붉은색 파선은 상승기류와 하강기류를 구분하는 선임.

그림 6(b)의 280K 등온위면에서 한반도는 하강기류가 나타나며, 산둥반도에서 경기만으로 약 700~650hPa 등압선을 따라 상승기류가 존재한다. 그림 6(c)의 290K 등온위면에서 500hPa 등압선이 오산 부근에 있으며, 오산 상공과 서해상에 상승기류가 존재한다. 따라서, 오산 부근을 기준으로 하층대기에서는

하강기류가, 중·상층대기에서는 상승기류가 동반되어 지상에서 상층으로 갈수록 서쪽으로 기울어진 한랭전선 형태를 보인다. 또한 그림 6(c)의 290K 등온위면에서 1.5PVU 이상 지역이 오산 부근에 위치한다. 1.5PVU는 대류권계면을 의미하며, 그림처럼 비정상적으로 1.5PVU 이상 값이 남쪽으로 내려온 것은 성층권 공기의 침강이나 극공기의 남하로 발생되는 대류권계면 접힘 현상으로 알려져 있다(Bluestein 1993). 그림 7은 이상의 분석을 요약한 모식도이다.

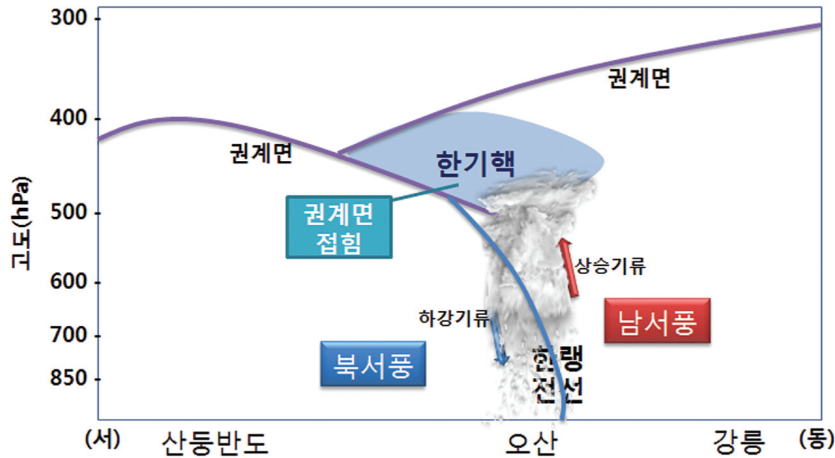


그림 7. 2011년 1월 23일 한랭전선에 의한 대설사례의 모식도

그림 8은 같은 시각(15시) 오산 단열선도와 레이더 영상이다. 그림 8(a)를 보면, 우리나라에 산발적인 강수 에코가 분포하며, 서울·경기 서해안에 발달한 에코가 보인다. 이 발달한 에코는 남동쪽으로 움직이면서 서울은 14시부터 16시까지 2.7cm, 수원은 15시부터 17시까지 5.1cm 적설을 기록했다.

오산 단열선도에서 15시에 관측된 붉은색의 온도선과 노점온도선의 분포를 살펴보면, 지상에서 500hPa까지 포화된 것을 확인할 수 있다. 500hPa 고도에서는 온도선의 모습이 권계면 형태(고도상승에 따라 기온 역전)를 보여주는데, 이는 그림 6(c)의 290K 등온위면에서 1.5PVU값이 이 지역에 위치한 것과 일치한다.

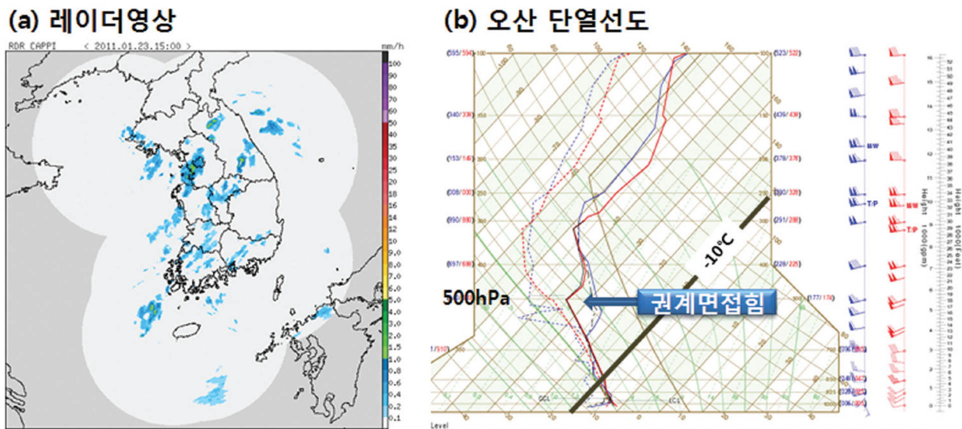


그림 8. 2011년 1월 23일 15시 (a)오산 단열선도와 (b)레이더 영상

2. 온난전선형 대설(2010년 1월 4일)

이번 사례는 지상저기압 중심이 그림 9와 같이 충청지방을 통과하면서 저기압의 동쪽과 북쪽에 위치한 서울 · 경기 지역에 대설이 발생하였다.

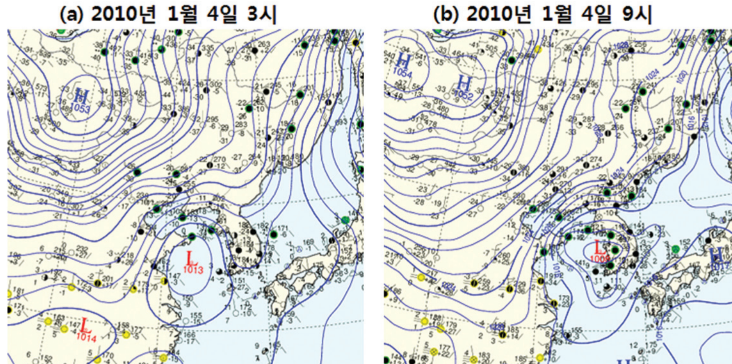


그림 9. 2010년 1월 4일 (a)3시, (b)9시의 지상일기도

그림 10(a)의 280K 등온위면에서 등압선을 가로지르는 남풍의 기류는 제주 부근에 위치한 900hPa 등압선부터 북한에 위치한 700hPa 등압선까지 이동할 수 있다. 그림 10(b)의 오산 단열선도 약 925~800hPa 고도에서 난기 유입에 의한 지상과의 역전층이 보이는데, 상승하는 남서기류의 영향으로 많은 눈이 발생하였다. 온난전선 부근의 강수지역 특징처럼 지표부근은 비교적 한랭하고 상층에는 온난 · 다습한 공기가 유입되어 층운형 강수가 나타났다. 온난전선 북쪽과 동쪽은 폭넓은 강수대가 분포하고 있어 지속 시간이 길어 대설로 발생하기 쉬운 형태지만 따뜻한 대기에서 발생하므로 눈으로 내리기가 쉽지 않다. 그림 10(c)의 레이더 영상에서 강수 에코의 분포는 그림 10(a)의 상승기류 지역과 동일하게 나타난다. 온난전선형 대설은 지상저기압 중심의 북쪽과 동쪽에서 발생하나 대기의 기온이 충분히 낮아야 하며, 지표부근을 제외한 대기 전 층으로 난기가 유입되므로 지상의 기온은 반드시 영하이어야 한다(예보기술팀 2011).

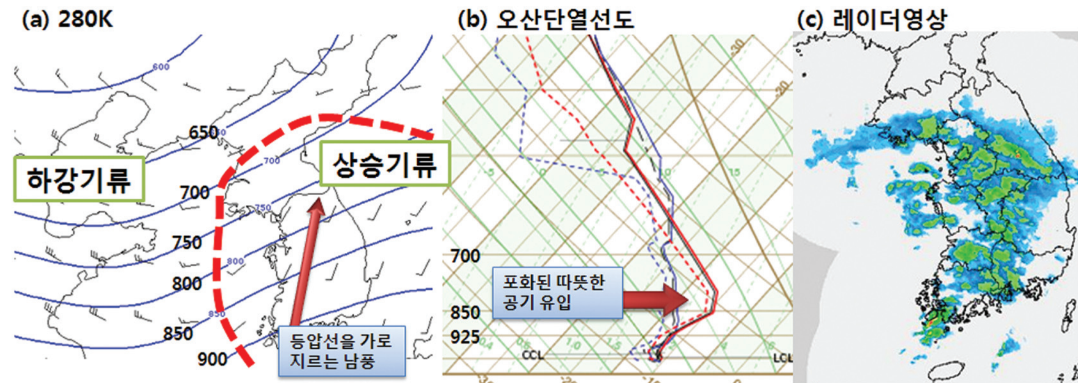


그림 10. 2010년 1월 4일 9시 (a)280K 등온위면, (b)오산 단열선도, (c)레이더 영상

[참고문헌]

김광식, 1992: 기상학사전, 향문사, p387.

예보기술팀, 2011: 손에잡히는 예보기술 5호, 등온위면 분석

예보기술팀, 2011: 한눈에 보는 대설개념모델

홍성길, 2006: 기상분석과 일기예보, 교학연구사, p100–101.

Bluestein, H. R., 1992: Isentropic surfaces basic concepts energy equations dimensional analysis. Vol. I, 23 pp.

Bluestein, H. R., 1993: Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Vol. II: observations and theory of weather systems. Oxford University Press, 594 pp.

Ken Crawford 2010: The value of isentropic analysis in a modern forecast office. 지식, 경험, 노하우(지.경.노) 발표자료

Moore, J. T., 2003: Isentropic analysis workshop, millersville university Isentropic Workshop: 5 April 2003

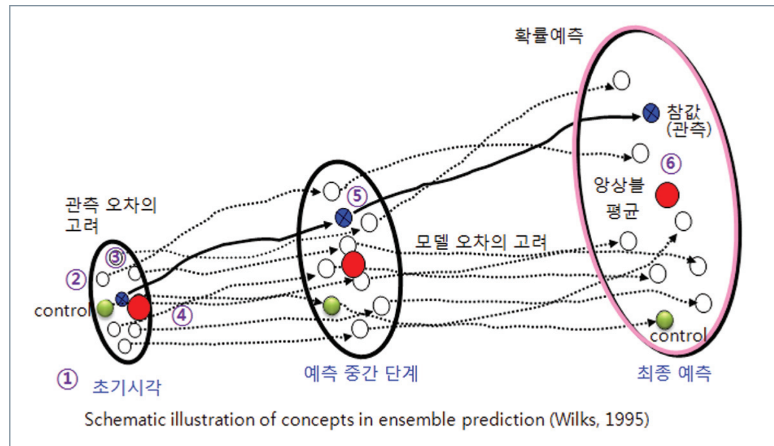


앙상블예측

앙상블 예측이란?

앙상블 예측이란 단일 수치예보가 가지는 결정론적인 예측의 한계를 보완한 것으로서 초기조건, 물리과정, 경계조건 등이 다른 여러 개의 모델을 수행하여, 확률적으로 미래를 예측하는 시스템이다. 앙상블 예측에는 기존 수치모델의 정보와 예보 불확실성에 대한 정보를 동시에 제공한다.

(a) 앙상블 예측 개념도



(b) 기상청 앙상블 예측 개념도 설명

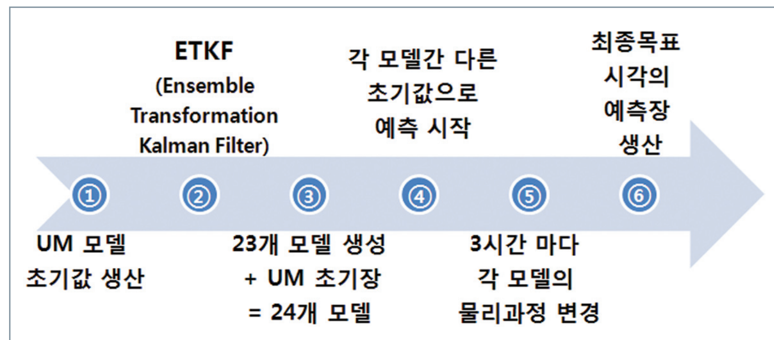


그림 1. 앙상블 예측 개념도와 요약 (a), (b)의 ①~⑥는 같은 의미임

그림 1은 앙상블 예측의 개념도와 UM 모델에서 생산하는 앙상블 예측에 대한 요약이다. 그림 1(b)를 보면, ① UM 모델의 초기장(N512 L70)이 생산되면, 이를 내삽하여 앙상블 초기장(N320 L70)을 생산한다. ② 섭동과정(UM 모델은 ETKF를 사용)을 통해, ③ 23개의 섭동 초기장이 생산된다. ④ UM 모델의 내삽된 초기장에 아무런 섭동을 추가하지 않고 모델을 수행하면 control 멤버가 되고, 초기장에 ETKF에 의한 분석장을 추가하여 모델을 수행하면 섭동멤버가 된다. 따라서, 총 24개의 앙상블 멤버들이 생산되어 예측을 시작한다. ⑤ 섭동멤버들은 3시간 예측마다 물리과정이 추가되어 시작 지점의 위치(실제 관측값)부터 최종예측 결과까지 차이가 난다. ⑥ 모든 멤버는 +10일까지 예측을 실행한다. 따라서, 각 모델은 예측 시간이 길어질수록 최종목표 시각의 예측 편차가 커지게 되는데, 이렇게 시작 시점보다 예측값의 범위가 퍼져 분포하는 것을 스프레드(spread)라 부른다. 그림 1 (a)를 보면, 초기시각 관측과의 오차가 고려되어 예측을 시작하던 모델들은 최종 목표 시각에 도달할 때 참 값과 오차가 커지는데, 이 결과는 예측모델의 불확실성을 의미하는 것으로서, 단순히 하나의 모델에 의존해 예측을 할 경우 큰 오차가 발생할 수 있음을 보여준다. 이런 큰 오차발생을 줄이기 위해 각 모델 결과를 평균한 '앙상블 평균'값을 예측에 활용하고 있다. 표 1은 앙상블에서 자주 사용하는 용어에 대한 요약이다. 초기섭동 생성에는 Singular Vector, Breeding Method, Ensemble Transformation Kalman Filter 방법 등이 사용되고 있다. 기상청에서는 ETKF 방법을 사용한다.

표 1. 앙상블에서 사용하는 기본 용어

용 어	내 용
앙상블 예측(ensemble prediction)	동일 예보시점에서 서로 다른 예보장들의 총체적 집합
멤버(member)	앙상블 예측에서 각각의 예보장들
섭동(perturbation)	모델과 관측과의 오차를 반영하여 모델분석장 또는 정상적인 물리과정의 변화를 계산한 후에 그 위에 추가로 부가하는 작은 값들
컨트롤(control)	초기 분석장에 섭동을 주지 않은 예보장
앙상블 평균(ensemble mean)	전체 앙상블 멤버의 평균
스프레드(Spread or "Uncertainty")	앙상블 평균에 대한 각 멤버의 표준편차

앙상블 예측의 장단점

표 2. 앙상블 예측의 장 · 단점 요약

요 소	장 점	단 점
결과물	단일 전지구 예측모델보다 우수, 예측 2일 이후, 중기 예측에 활용도 높음	경제성 때문에 낮은 해상도를 사용하며, 평활화(smoothing)로 중규모 기상파악이 어려움. 자료량이 방대하여 편차가 클 경우 해석의 난이도 증가
위험기상	발생 가능한 다양한 위험기상 시나리오 제공	확률정보의 해석 능력이 바탕이 되어야 함
비용, 시설	기상요소별 확률적 예측정보 제공	고성능의 슈퍼컴퓨터 필요

표 2는 앙상블 예측의 장·단점을 요약한 것이다. 수치모델의 오차는 시·공간적으로 차이가 있지만 일반적으로 예보기간이 길어지면 그 불확실성의 정도가 현저하게 커진다. ① 전지구 예측모델의 경우 예측 2~3일 이후는 단일 모델의 예측 신뢰도가 떨어지는데, 앙상블예측은 보다 긴 선행시간에서의 예측성을 향상시켜 중기예보에 활용도가 높다. ② 앙상블예측은 긴 선행시간에 대한 예측성의 향상뿐만 아니라, 예측의 불확실성(또는 신뢰도)에 대한 정보도 같이 제공한다. 따라서 예보관은 불확실성에 대한 정보를 가지고 상황에 맞는 정보생산과 예보결정을 내릴 수 있다. ③ 앙상블예측은 또한 가장 가능성 있는 하나의 예측이 아니라 앙상블이 표현해 내는 범위에서 가능한 모든 예측시나리오를 제공하므로, 예측기간 동안에 재해기상을 유발할 수 있는 기상현상의 발생가능성과 어느 정도의 강도를 가지는 재해기상의 발생이 가능한지에 대한 정보도 얻을 수 있다. ④ 그렇지만 전지구 모델 하나를 계산하는데도 엄청난 계산량이 요구되는데, 동시에 수 십 개의 모델을 수행해야하는 앙상블예측시스템은 독자적인 슈퍼컴퓨터를 보유하고 있지 않는 기관에서는 운영하기 힘들다. 이런 이유로 전 세계에서 10개 기관만 전지구 앙상블모델을 현업으로 운영하고 있다.

앙상블 산출물의 활용법

앙상블 예측에서 각 멤버들의 편차인 스프레드의 이해가 중요하다. 표 3은 스프레드가 큰 경우와 작은 경우에 대한 의미와 해석, 주의사항을 요약한 것이다.

표 3. 앙상블 스프레드 해석 요약

	스프레드가 작은 경우	스프레드가 큰 경우
의 미	모델의 예측성이 높다	모델의 예측성이 낮다
해 석	상세한 예보정보, 앙상블 평균 또는 중앙값(메디안)을 이용한 예보	상세한 예보를 피하고, 관측과 비교를 통해 가장 가능성이 있는 멤버를 감안하되, ECMWF, UM 모델의 앙상블 비교와 예측경향을 파악하고 다양한 시나리오 검토
주 의	종관규모 예측성이 좋다는 것이 지면변수(온도와 적운 강수 등) 예측성도 좋다는 것을 의미하지는 않음	업데이트되는 예보에 주의를 기울일 것 앙상블 멤버 중 최악의 시나리오 대비

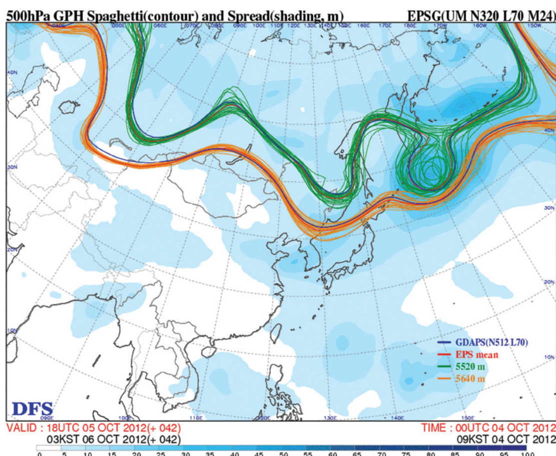


그림 2. 500hPa 고도장의 스파게티와 스프레드(빨간색 원은 파란색 원에 비해 스프레드가 크다. 즉, 불확실성이 크다.)

1) EPSgram

EPSgram은 지점 · 기상요소별 중기예보 결정과 예보의 신뢰도 제공에 활용할 수 있다. 주요 도시의 전운량(하늘을 10등분 한 것 중 구름이 덮고 있는 비율, ECMWF는 8분할 단위), 6시간 누적 강수량, 지상 풍속(지상으로부터 10m 고도로 내삽한 바람의 풍속, 단위 m/s), 지상 기온(지상으로부터 2m 고도로 내삽한 기온)을 제공한다. 앙상블 멤버의 예측값을 크기 순으로 나열하였을 때 아래부터 최소값, 10%, 25%, median(50%), 75%, 90%, 최대값의 크기를 보여준다.

붉은색 파선은 앙상블 멤버들의 평균 값이고, 파란색 실선은 GDAPS 결과이다. 예측시간이 길수록 그래프의 편차가 커지게 되는데 주변의 예측 시간대에 비해 편차가 클 경우 모델의 예측불확실성이 크다고 할 수 있다. 전운량, 강수량의 경우 대부분 앙상블 멤버가 0이더라도 0이 아닌 멤버가 있을 경우 평균값(붉은색 파선)이 확률분포의 중앙(median)값보다 큰 값으로 표출된다.

연직시계열도는 모델 격자값을 관측지점으로 내삽한 값이 아닌, 관측점에서 가장 가까운 격자점의 값을 그대로 사용한다. 따라서 EPSgram의 해석은 모델 격자점이 관측과 어떤 위치에 놓여있는지를 감안하여 예측결과를 해석하여야 한다. 그림 4는 현업앙상블 EPSgram을 제공하는 주요도시에 대해 관측지점과 모델 격자의 위치를 표시한 것이다. 해안선과의 거리, 지형고도 등의 차이로 실제관측점과 모델 격자점의 특성에 차이가 날수도 있다. 반드시 강수확률 분포 등의 수평분포 그림도 같이 참조해야 한다.

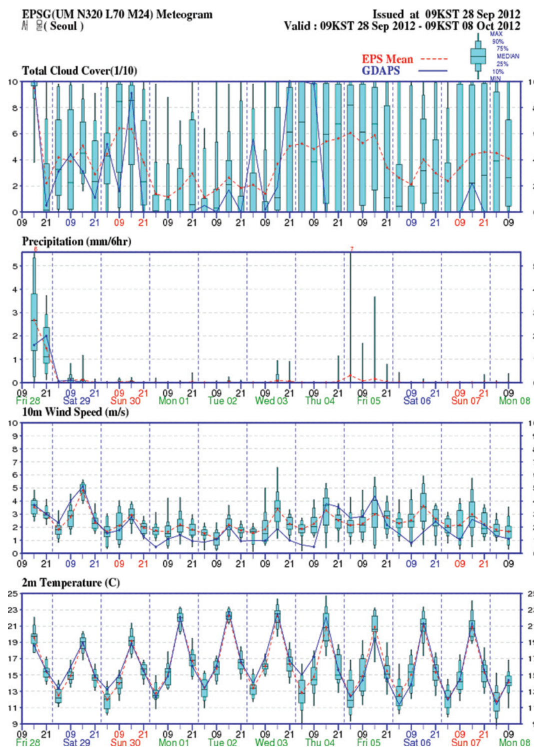


그림 3. EPSgram

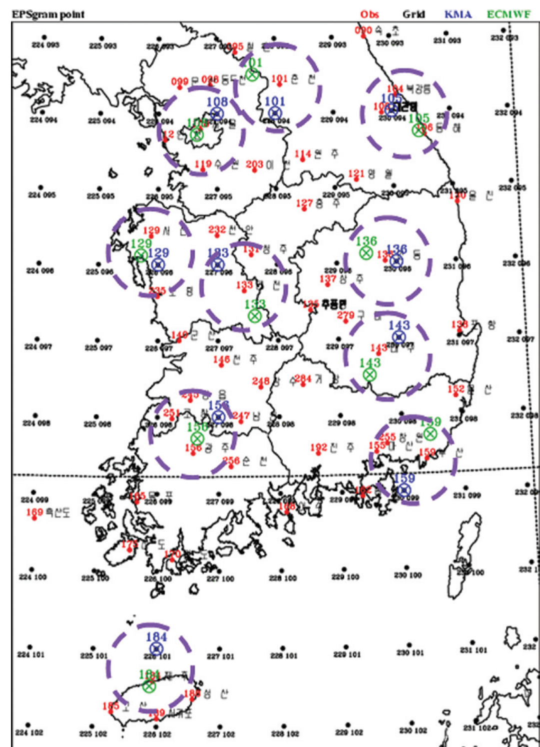


그림 4. EPSgram을 표출하는 주오 도시에 대해 관측지점과 모델격자 지점의 위치 비교. 빨간 점은 관측 지점, 파란는 현업앙상블에서 제공하는 EPSgram의 격자점, 초록 는 ECMWF EPSgram의 격자 위치임

2) 시계열 예측경향

시계열 예측경향은 시간지연 앙상블(time-lag ensemble) 개념을 도입하여 앙상블 멤버의 개수를 늘리고, 수치예보 초기시각에 따라 예보가 변화하는 경향을 한눈에 파악할 수 있도록 표출한 것이다. UM EPSgram의 경우 동일 예보시점에 대해 지난 2.5일 동안 앙상블이 예측한 6개의 시계열을 시간순으로 제공한다. 가장 최신 자료가 위에 놓이며, 날짜의 위치(x축)가 동일한 날로 고정되어있어 예보관이 모델 예측경향을 쉽게 파악할 수 있다. 또한 분석 시각 기준으로 2.5일 전까지는 관측자료가 이미 있으므로, 각 지점의 해당변수에 대한 최근의 앙상블 예측 오차 정도 및 경향을 파악하고 앞으로 다가올 기간에 대한 앙상블 예측을 해석하는데 참고자료로 활용 가능하다. 지난 기간에 대한 앙상블 예측과 관측을 검은 점으로 함께 표출하고 있다(그림 5 참조). 예보관은 각 모델의 예측 일관성을 파악할 수 있으며, 큰 차이 없이 비슷한 예측 분포를 보일 경우 예보결정에 활용가능하며, 일관성이 결여된 경우 관측과 모델간의 차이, 6개의 모델 중 관측과의 오차가 가장 적은 모델의 선택 등 다양한 접근 방법으로 예보결정에 활용해야 한다. 제공변수로는 6시간 누적 강수, 2m 기온이며, +10일 까지 예측 자료를 제공한다. ECMWF EPSgram의 경우 동일 예보시점에 대해 지난 2일 동안 앙상블이 예측한 5개의 시계열을 시간순으로 한 그림에 표출하며 제공 변수는 강수, 운량, 풍속, 기온이다.

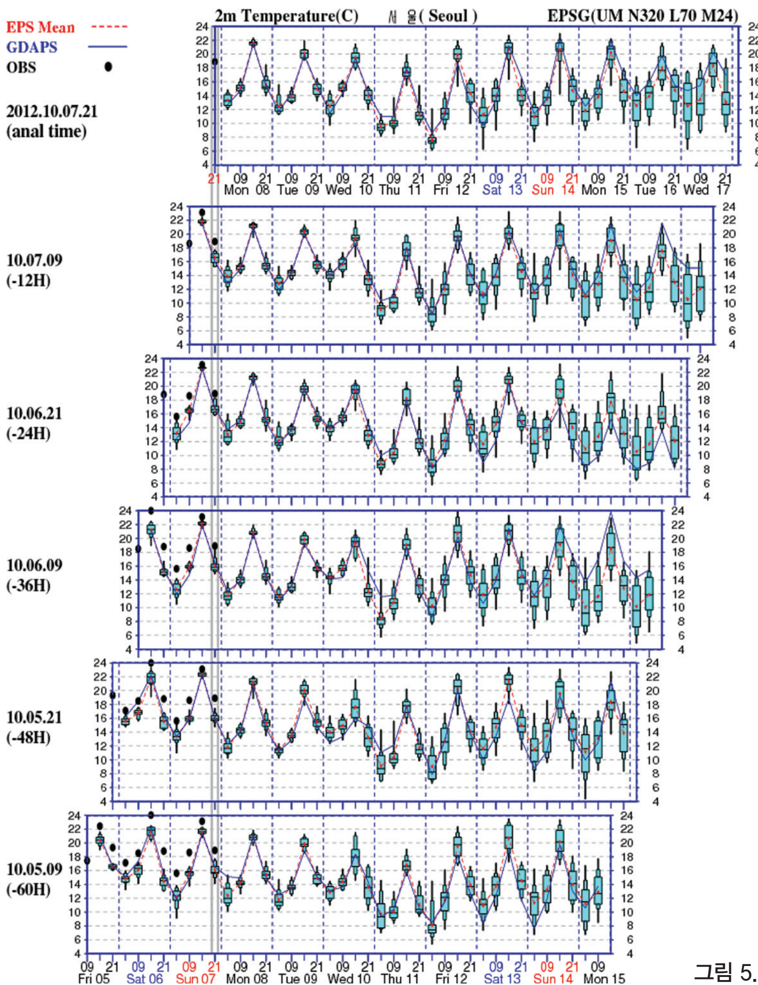


그림 5. UM-EPS 기온시계열 예측경향

3) 극값예측지수(EFI : Extreme Forecast Index %)

극값 예측지수는 앙상블 예보의 분포가 모델의 기후[1] 분포에서 얼마나 벗어나는지를 나타내는 지표이다. 모델 기후에서 크게 벗어나는 값은 계절과 기상요소에 따라 위험기상 발생 가능성을 암시하는 것이므로 수일 전에 위험기상 발생가능성을 인지할 수 있는 경보상황인지 자료라고 할 수 있다. 현재 앙상블 예측이 모델기후의 확률분포에서 벗어난 정도를 지수로 표현하여 각종 재해기상(호우, 강풍, 한파 및 폭염) 가능성의 정보를 백분율로 제공한다. 이 때, 극값예측지수는 −100에서 100 사이의 값을 가지며 0에 가까울수록 모델기후자료 분포와 유사함을 의미하고 백분율의 절대값이 클수록 기후분포에서 벗어난 것이므로 재해기상 가능성이 높음을 보여준다. 각 기상요소별 확률분포 예상이 −40% 이하, +40%이상일 경우 녹색, 붉은색 계열로 채색되어 있다(그림 6).

일 강수량은 기후보다 약한 강수는 의미가 없으므로 호우의 가능성을 나타내는 양의 값만 표출하며 값이 클수록 모델기후 산출기간에 예측했던 과거의 강수량에 비해 많은 양이 예측됨을 의미한다. 일 최대풍속의 경우도 강수와 마찬가지로 양의 값만 표출하며 값이 클수록 강풍의 가능성이 큼을 의미한다. 일 최저, 최고기온은 음으로 커지면 모델기후보다 춥고 양으로 커지면 모델기후에 비해 따뜻함을 의미한다. 바탕에 파란색 실선은 모델 기후평균이다. EFI는 모델기후의 차이임을 명심해야 한다. 그러므로 동일한 EFI 값을 보이더라도 계절에 따라 발생하는 기상현상의 강도는 큰 차이가 날 수 있다.

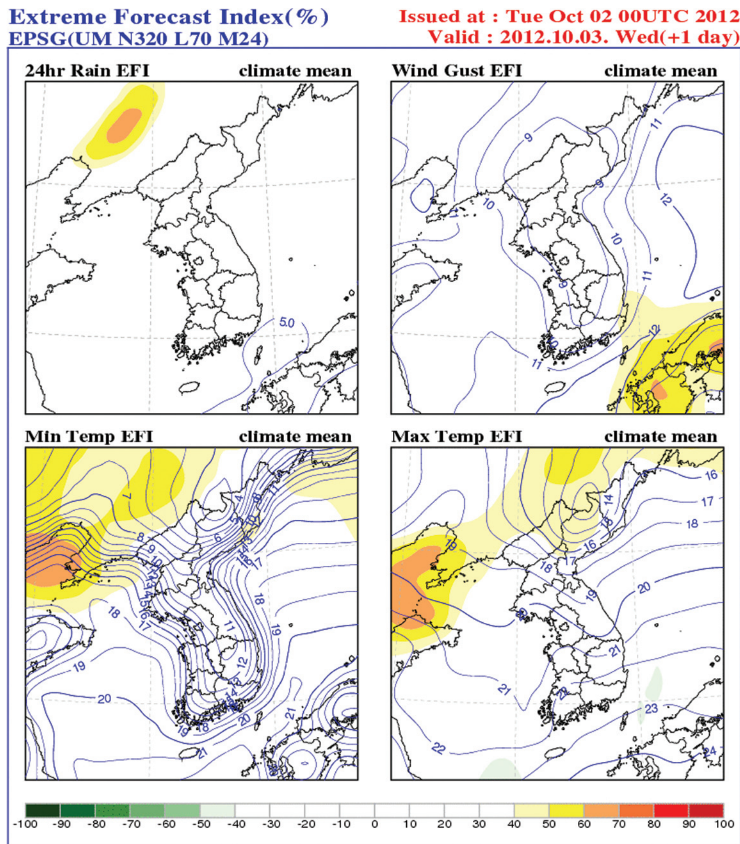


그림 6. 극값 예측지수 4종

---

1) 모델기후는 3년(2009~2011)동안 24개 앙상블 멤버에 대해 일 자료를 추출하여 해당 일의 앞, 뒤 15일 이동 창(window)을 가지고 산출한다.

4) 평균/편차

평균/편차도는 앙상블 멤버 23개와 Control 1개로 구한 앙상블 평균(contour)과 그 평균에 대한 멤버들의 표준편차를 스프레드(채색)로 나타낸 것이다(그림 7). 앙상블은 동일 예보시점에 대해 수십 개의 예측을 제공하므로 활용의 편의를 위해 가장 가능성이 있는 시나리오라고 볼 수 있는 앙상블 평균과 각 멤버들이 평균으로부터 얼마나 다르게 예보했는가를 나타내는 편차(스프레드)를 한 장에 표출하여 제공한다. 스프레드가 큰 지역은 예측의 불확실성이 크고, 스프레드가 낮은 지역은 예측의 불확실성이 적음을 의미한다. 제공하는 자료로서, 그림 6과 같이 동아시아 해면기압: 앙상블 평균(등치선, 2hPa 간격)과 편차(음영, 0.5hPa 간격), 동아시아 850hPa 기온: 앙상블 평균(등치선, 3℃ 간격)과 편차(음영, 0.5℃ 간격), 동아시아 500hPa 고도: 앙상블 평균(등치선, 60m 간격)과 편차(음영, 5m 간격)가 있다. 예보관은 기압계의 이동속도 및 기압골의 강도에 대한 모델의 불확실성을 참고하여 중기예보 등에 활용할 수 있다.

5) 스파게티

스파게티는 모든 앙상블 멤버의 예측을 하나의 그림에 그리면 매우 복잡하므로 원하는 등치선만을 선택하여 각 멤버의 예측을 모두 보여주는 그림이다. 500hPa 특정고도 등치선(2쌍)을 한 장의 그림에 스프레드(음영(파란색 계열), 5m 간격)와 함께 표출한다(그림 8). 계절변화를 고려하기 위해 등고선 값을 달리하여 5340m부터 5880m까지 60m간격으로 시작하는 8쌍을 제공하며, 한 그림에서 두 등치선은 120m 간격으로서 총 8개로 구성되어 있다. 여름철 북태평양 고기압은 5880선을 참고할 수 있으며, 상층파동의 움직임은 이보다 낮은 등치선 값을 참고할 수 있다. 멤버간의 간격이 좁은 지역(스프레드 작음)은 일반적으로 모델의 예측성이 높다고 할 수 있으며, 멤버간의 간격이 넓은 지역은 일반적으로 예측 정확성이 낮고 스프레드가 크게 나타나는 것이 특징이다. 앙상블 스프레드를 함께 표출하고 있으므로 음영으로 표출된 지역과 참고하여 활용해야 한다.

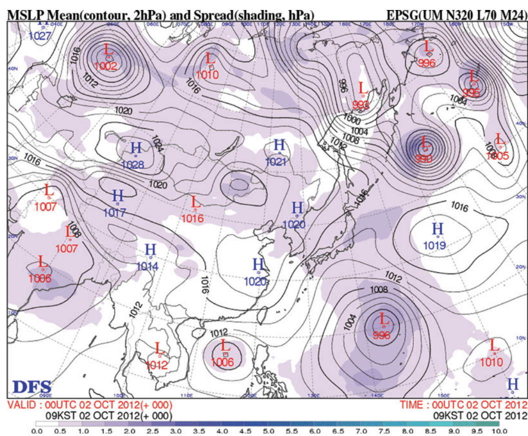


그림 7. 평균/편차도 예제

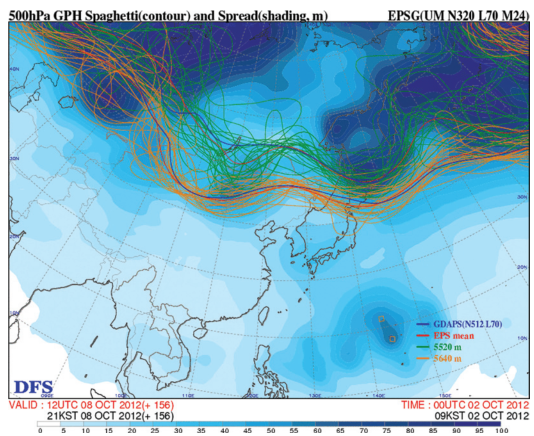


그림 8. 스파게티 차트 예제

6) 강수확률

강수확률은 6시간 누적 강수량을 4개의 계급으로 나누어, 앙상블 멤버들의 예보가 각 계급에 해당하는 확률을 정량적으로 계산하여 확률의 분포(shading)를 나타낸 분포도이다. 확률(P)의 계산은 격자마다 각

계급에 해당하는 강수량을 예측한 앙상블 멤버의 수를 M이라 할 때,

P = (M/24)×100

강수량계급: 1, 5, 10, 25mm / 6시간

그림 9에서 등치선은 해면기압의 앙상블 평균값이다. 일반적으로 가장 약한 강수에 대한 강수확률 예측을 먼저 확인해보고, 강수가능성이 있을 경우 어느 정도 강도의 강수가 예측되는지에 대한 정보를 얻기 위해 강수량 계급이 더 높은 구간에 대한 강수확률 분포도를 참고한다. 총 4개(1, 5, 10, 25mm/6시간)의 계급별로 메뉴가 구성되어 있으며, 각 단계별 예측한 앙상블 멤버가 전체 대비 몇 %인지를 강수확률로 표현한 것이다. 강수확률 50% 이상은 노란색, 70% 이상은 주황색으로 알아보기 쉽게 표현되어 있다.

7) 스탬프 맵(stamp map)

앙상블 예보는 평균장과 편차장을 제공하는 것도 중요하지만 모든 멤버의 시나리오를 함께 표출하여 예보에 활용하는 것도 중요하다. 스탬프 맵은 그림 10처럼 멤버들을 한 화면에 우표처럼 배열하여 표출한 그래프이다. 모든 멤버의 시나리오를 제공하여 앙상블 멤버들 중 극한기상(extreme weather) 시나리오에 대한 가능성을 검토할 수 있다.

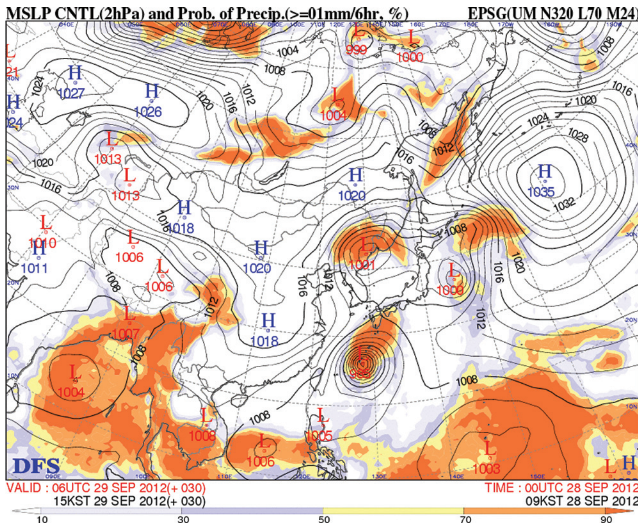


그림 9.　강수확률 챠트

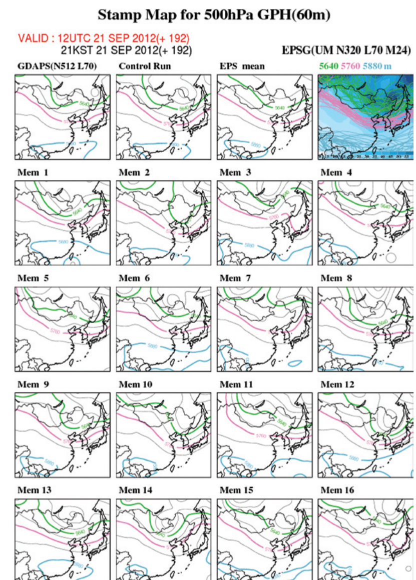


그림 10.　스템프 맵 예제

[참고문헌]

김동준, 2007: Recent developments in KMA's ensemble prediction system(EPS), Geo-nwp training workshop 발표자료.

기상청, 2011: 수치예보 전문기술인력 양성과정 표준교재, 수치예보의 이해, 84~101pp.

손주형, 2012: 지경노 발표자료, 극값예측지수(EFI)와 앙상블개선.

Introduction of Ensemble Prediction, COMET module, www.meted.ucar.edu

Wilks, D, S., 1995: Statistical methods in the atmospheric science: An introduction academic press, 467pp.

9

전선의 특성 이해와 활용

전선이란?

전선은 온도, 밀도 등 물리적 성질이 다른 두 개의 기단 사이에, 또는 같은 기단 내에서도 변질된 기단과 덜 변질된 기단의 사이에 형성되는 경계선을 의미한다. 유체인 두 개의 기단이 접촉하게 되면 수직으로 나란하게 서는 것이 아니라 기단의 성격에 따라 연직방향으로 기울어지게 되는데, 지표면에서 연직방향으로의 전선의 연장선을 전선면(Frontal Surface) 혹은 전선대(Frontal Zone)라고 부른다. 전선대에서 가장 기압·기온경도가 큰 지역에 전선(Front)이 위치한다(그림 1 참조). 사실상 기단, 전선대, 전선은 상대적인 개념으로 이해하는 것이 좋다. 왜냐하면 전선이라고 해서 수학적인 하나의 선이 아니라 실제로는 어느 정도의 폭을 가진 물리적 성질이 다른 두 기단의 전이층(Transition Layer)로 보는 것이 좋기 때문이다. 일반적으로 종관규모에서 기단은 1,000km×1,000km, 전선대는 1,000km×100km, 전선은 1,000km×10km 내외의 수평 규모를 가진다. 따라서 기단 규모 이상의 공간적인 범위를 가지는 지상 일기도에서 전선은 하나의 선으로 표현할 수밖에 없다. 종관규모에서 전선은 1,000km 정도의 수평 규모를 가지지만 중규모로 내려 오면 1km 이하의 규모까지 줄어든다. 뇌우의 하강기류에 동반되어 나타나는 돌풍전선(Gust Front)이 좋은 예가 될 수 있다. 또한 많은 경우에 일기도 상에서 뚜렷하게 전선으로 구분하여 분석할 수 없을 만큼 전이층의 범위가 좁은 경우도 자주 나타난다. 따라서 전선을 기단 사이의 물리적 성질의 차이뿐만 아니라 경계(boundary)의 개념으로 해석하는 경우가 많다. 기단 사이의 차이가 아닌 작은 규모의 운동은 큰 육지와 해양, 강수지역과 무강수 지역, 평지와 산악 등과 같이 환경적인 경계에 따라서도 급격하게 발달할 수 있기 때문에 예보 업무에 있어서 특히 중규모 기상현상을 분석할 때는 이러한 경계의 존재 여부를 신중하게 고려해야 한다.

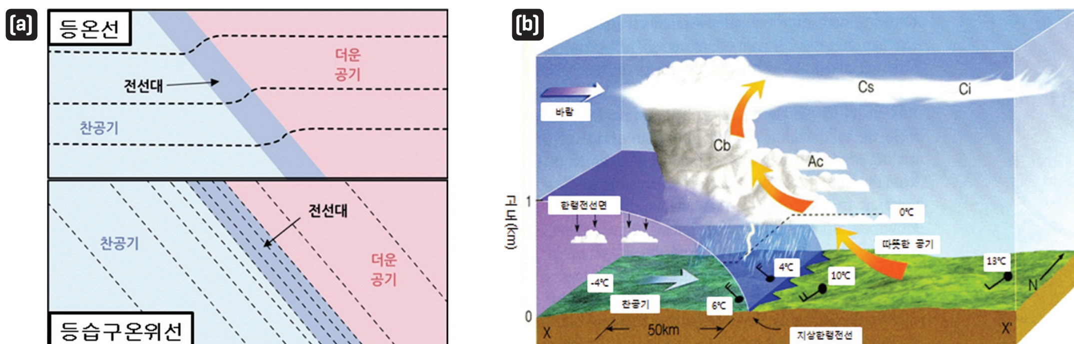


그림 1. (a) 등온선(위)과 등습구온위선(아래)으로 표시된 전선 부근의 기온 변화(출처 : 대기환경과학)
(b) 한랭전선 단면도(출처 : Meteorology Today)

전선의 특징

1. 기온의 불연속

기온은 전선을 구분할 때 가장 알기 쉬운 불연속 요소중에 하나이다. 지표면 부근에서 전선이 통과할 때 보통 현저한 기온 변화가 일어난다. 특히 한랭전선을 경계로 기온의 차이가 크게 나타난다. 기온의 변화 양과 변화율은 전선의 강도에 따라 각기 다르게 나타난다. 폭이 좁은 전선에서는 급격하고도 큰 온도 변화가 나타나는 데 반해서, 강도가 약하거나 경계가 불분명한 전선에서는 점진적이면서 변화가 적다. 그림 1(a)는 등온선과 등습구온위선으로 표시된 전선의 연직분포를 나타낸 것이다. 등습구온위선은 교차하지 않고 전선과 나란히 놓여 일직선을 이루며, 수평 경도가 큰 부분은 전선대를 나타낸다. 두 기단을 분리하는 한랭전선과 전선면은 그림 1(b)와 같이 찬 공기 쪽으로 기울어져 있다. 그러나 전선의 기울기는 실제보다 과장되어 가파르게 묘사되었음에 유의하여야 한다. 실제 전선의 기울기는 1:100 정도이다. 따뜻한 공기와 찬 공기는 밀도가 다르기 때문에 두 공기는 서로 섞이지 않고, 보통 따뜻하고 가벼운 공기가 차갑고 무거운 공기 위로 올라가는 상승 운동이 존재한다. 이러한 상승 운동은 팽창과 단열냉각을 이끌고, 순차적으로 응결, 구름의 형성, 그리고 비를 내리게 한다. 비록 온난전선과 한랭전선이 서로 다른 특징을 보이지만, 두 전선 사이에 열적 구조가 다르지는 않다.

2. 노점온도의 불연속

일기도 상에서 온도 불연속이 작게 나타나는 경우에도 습도의 차이에 따라서 중규모 위험기상들이 발생할 수 있다. 동일한 기온에서 온난 건조한 공기의 밀도는 온난 다습한 공기에 비해서 크기 때문에 마치 한랭전선의 형태와 같이 온난 건조한 공기가 온난 다습한 공기의 밑으로 파고들어서 강제 상승력을 만들어 내고 그 결과 강한 대류활동이 발생한다. 이러한 형태의 전선은 우리나라에서 장마 말기나 2차 우기(가을우기)에 나타나며, 집중호우를 동반하기도 한다.

3. 바람의 불연속

북반구 중위도의 경우 한랭전선은 한랭 건조한 기단과 온난 습윤한 기단 사이에서 발생하며 이때 바람은 한랭전선 후면에서는 북서에서 서풍 계열이 한랭전선 전면에서는 남서 계열의 바람이 불며, 온난전선의 전면에서는 동풍 계열의 바람이 부는 것이 일반적이다. 이러한 전선부근의 바람 변화는 예보관이 일기도 상에서 전선의 위치를 직관적으로 파악하는데 유리하다. 특히 기압과 온도에 대한 정보가 많지 않은 해양과 관측소가 부족한 지역에서 전선의 위치는 바람의 변화를 통해서 파악할 수 있다. 북반구 중위도의 바람은 상층으로 갈수록 서풍계열로 바뀌는 경우가 대부분이다. 따라서 한랭전선의 경우에는 지표면에서 상층으로 갈수록 바람의 방향이 반시계 방향으로 바뀌는 반전(Backing) 현상이, 온난전선의 경우에는 바람이 시계 방향으로 바뀌는 순전(Veering) 현상이 일반적이다.

4. 기압의 불연속

전선은 보통 기압골을 따라 존재하기 때문에 전선에서 멀어질수록 기압은 전선면 보다 높게 나타나는 것이 일반적이다. 따라서 전선이 관측소를 향해서 접근하고 있을 때 기압은 감소하고 전선이 통과하고 난 후에는 급격히 증가하는 것이 일반적이다.

전선의 분류

그림 2와 같이 전선은 기단의 종류에 따라 북극전선(Arctic Front), 한대전선(Polar Front) 등으로 분류할 수 있고, 기단의 운동에 따라 온난전선(Warm Front), 한랭전선(Cold Front), 폐색전선(Occluded Front), 정체전선(Stationary Front) 등으로 분류할 수 있으며, 전선의 활동 여부에 따라 활성 전선(Active Front), 비활성 전선(Inactive Front)로 분류할 수 있다. 마지막으로 전선면을 따라 난기의 상승 여부에 따라 활승전선(Ana Front)관 활강전선(Kata Front)로 분류할 수 있다.

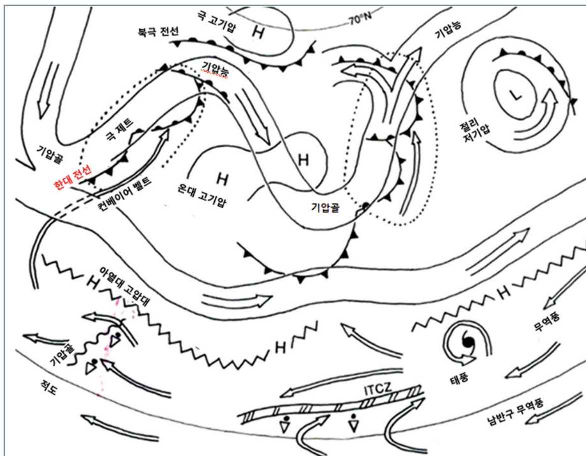


그림 2. 대류권내 대기의 역학적 구조 개념도 (Djuric,1994)

1. 한랭전선

한랭전선은 온대저기압 중심의 남서쪽에 있으며, 한랭한 공기가 온난한 공기 쪽으로 이동해 파고들면서 온난습윤한 공기를 강제로 상승시키는 형태의 전선을 말한다. 한랭전선은 한랭한 공기가 온난한 공기 속을 쐐기 모양으로 진행하는 전면에 위치한다. 일반적으로 한랭전선은 서로 접촉하고 있는 기단의 물리적 성질 차이가 크기 때문에 스콜선, 강한 뇌우, 집중호우, 착빙, 돌풍, 우박 등과 같은 비교적 위험한 기상현상이 자주 발생한다. 아래 표 2는 한랭전선 주변의 주요 기상 현상을 정리한 것이다.

표 2. 한랭전선 주변의 주요 기상 현상 변화

전선기울기	보통 1:30~1:100 정도이고, 활동성 전선일수록 경사가 더 가파름 평균 1:70 정도임
구름	층운(Str)의 두꺼운 층. 몇몇 활동성 한랭전선은 가끔 적란운(Cb)을 포함하고, 몇몇은 주로 대류성 구름으로 구성됨. 전선 후면에는 대류성의 적운 구름이 위치함
강수	지상전선 주변에 아주 좁은 강우띠(Rain Band)가 위치하여 전선에서 소나기가 내림. 적란운(Cb)이 존재할 때에는 우박이나 뇌우의 위험도 있음
온도	보통 온도는 하강함. 그러나 전선 통과 후 맑은 곳에서는 일사 때문에 상승할 수도 있음
이슬점 온도	전선이 통과할 때, 하강함
시정	강수 중에는 보통이고, 전선 통과 후에는 급격히 향상되어 좋아짐
기압	전선이 접근함에 따라 기압이 하강하고, 전선 통과 시나 후에는 급격히 상승함
지상풍	풍향은 전선 통과 전에 약간 반전(Backing) 통과할 때 급격히 순전(Veering)
상층풍	지상전선 통과 후 고도가 높아짐에 따라 풍향은 반전
전선이동속도	35~50km 정도

2. 온난전선

온난전선은 온대저기압의 전면부(남동쪽)에 있으며, 온난한 공기가 한랭한 공기 쪽으로 이동해 가는 전선을 말한다(그림 3 참조). 온난전선이 통과할 때의 기압, 기온 및 바람 등의 변화는 한랭전선만큼 뚜렷하지 않을 때가 많다. 이것은 전선면의 기울기가 일반적으로 완만하기 때문이다. 즉, 온난공기 아래에 있는 한랭공기의 두께는 전선 부근에서 대단히 얇아서 지표면 근처의 가열·증발 및 강수 등에 의하여 쉽게 변질되어 전선을 경계로 양쪽 기단의 성질 차이가 작아지기 때문이다.

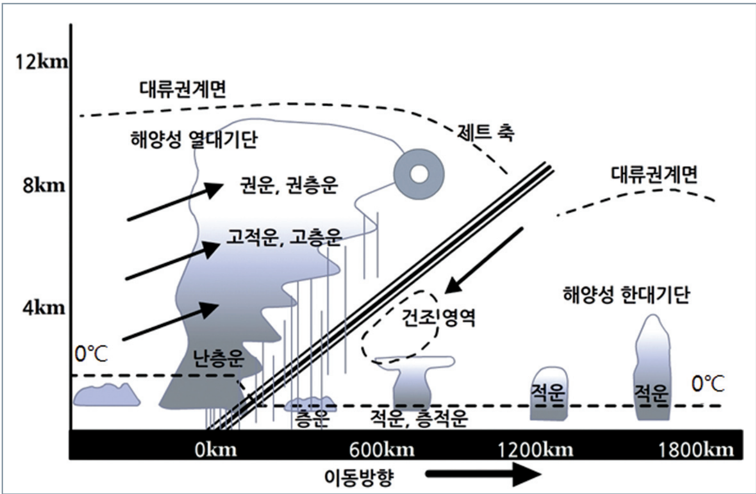


그림 3. 온난전선의 연직단면 모식도

여름철로 가까워질수록 온난전선 상에서 불안정한 대기구조가 나타나기도 한다. 불안정한 공기는 상승기류를 일으켜 전선의 전방에 적란운과 뇌우를 발생시킨다. 따라서 강수는 호우와 안개비가 교대로 내리며, 동시에 뇌우도 발생한다.

표 3. 온난전선 주변의 주요 기상 현상 변화

전선기울기	보통 1:100~1:200이고, 활동성 전선일수록 경사가 더 가파름 평균 1:150 정도임
구름	상층 운량이 증가, 전선에 접근함에 따라 두껍고 낮음. 지상전선의 800km 전방에서 상층 구름의 가장자리가 먼저 접근함
강수	지상전선의 약 200~400km 전방에서 약한 비가 내리고, 지상전선 부근에서는 보통의 비가 내리며, 통과 후에는 비가 그침. 온난역에서는 약한 비나 이슬비(Drizzle)가 산발적으로 발생할 수 있음
온도	전선이 통과할 때 온도는 상승하나, 비가 내리면 온도가 낮아지기 때문에 반드시 상승하는 것은 아님
이슬점 온도	전선이 통과하기 전에 상승하기 시작하고, 전선이 통과할 때 뚝 떨어짐
시정	전선이 통과하기 전에 좋고, 강수 중에는 보통이었다가 온난역에서는 가끔 나쁨
기압	전선이 접근함에 따라 기압이 점점 더 하강. 일반적으로 기압은 온난역에서 크게 변하지 않으나, 저기압이 강해질수록 계속적으로 하강할 수 있음
지상풍	전선이 통과하기 전에 반전이고 풍속이 증가함. 통과할 때 순전
상층풍	지상전선의 전면에서는 고도가 높아짐에 따라 풍향은 순전
전선이동속도	25~35km 정도(한랭전선의 절반정도)

3. 폐색전선

폐색전선은 온대저기압 발달과정의 마지막 단계로, 이동 속도가 빠른 한랭전선이, 25km/h의 이동 속도를 보이는 온난전선을 추월하여 합쳐짐으로써 폐색상태가 된 전선을 말한다(그림 4 참조). 저기압 주위에서 한랭전선이 온난전선보다 빨리 진행하는 경우, 온난전선은 그림과 같이 상공으로 밀려 올라간다. 이 때 폐색전선에서는 매우 높은 곳에 구름이 생겨 산맥 등에 강한 비를 내리게 하는 일도 있다. 폐색전선에서는 전선 양쪽의 기온차가 그리 크게 나타나지 않는 것이 보통이다. 지상에서 보면, 전선의 폐색이 일어나면 따뜻한 공기는 저기압 중심으로부터 떨어져(폐색) 나오게 된다. 이때 폐색전선과 온난전선 그리고 한랭전선이 만나는 점을 삼각점이라고 부른다. 폐색은 온난 폐색과 한랭 폐색으로 나눌 수 있는데, 폐색과정에서 한랭전선 후방의 공기가 보다 차기 때문에 전방의 찬 공기 밑으로 파고들 때는 한랭 폐색전선이 생기고, 반대로 온난전선 전방에 보다 찬 공기가 있을 때는 온난 폐색전선이 생긴다. 폐색전선에서의 기상 현상은 한랭전선과 온난전선의 기상 현상이 혼합되어서 나타난다. 즉, 한랭전선의 특징인 스콜 및 뇌우, 온난전선의 특징인 낮은 구름이 겹쳐서 나타난다. 강한 바람은 폐색전선의 북쪽 끝에 있는 강한 저기압 주위에서 나타난다. 따라서 예보관들은 폐색전선에서 기상상태가 급격히 변하고, 폐색전선의 발달 초기에 위험기상이 나타난다는 사실에 유의해야 한다.

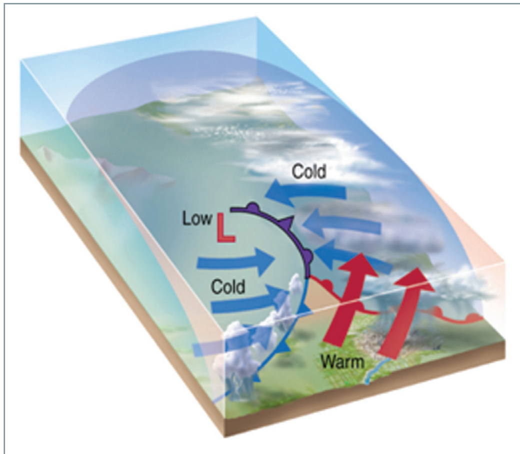


그림 4. 폐색전선의 3차원 모식도(출처 : The Atmosphere)

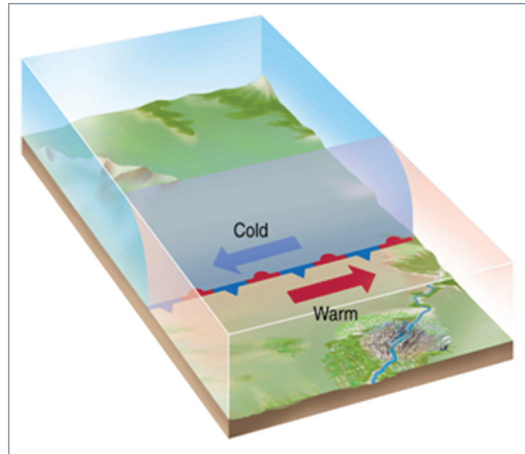


그림 5. 정체전선의 3차원 모식도(출처 : The Atmosphere)

4. 정체전선

그림 5와 같이 정체전선은 온대저기압의 초기 단계나 2개의 기단이 균형을 이루어서 어느 한 기단이 다른 기단을 침투하지 못하고 경계면이 위도와 거의 평행하게 길게 형성되어 균형을 이루고 있는 상태에서 발생하며 비교적 긴 시간 동안 그 형태를 유지한다. 이 전선의 특징은 동서 방향으로 이동보다는 남북으로 진동하는 일이 많으며, 어떤 때는 온난전선과 같은 성질을 나타내고, 어떤 때는 한랭전선과 같은 성질을 나타낸다. 대표적으로 우리나라 여름철 장마전선은 이와 같은 정체전선의 일종이다. 이 정체전선이 남쪽으로 이동할 경우 북쪽의 차고 건조한 공기가 따뜻하고 습윤한 공기를 파고드는 한랭전선형 구조가 나타나므로 뇌우와 호우가 발생할 확률이 높다. 우리나라에서 장마초기에 북상하는 장마전선은 온난전선형 구조를 보이나 장마중기부터는 남북진동을 하면서 남쪽으로 이동할 경우 한랭전선형 구조에서 집중호우가 발생하는 경우가 있다. 특히, 여름에서 가을로 계절이 바뀌는 시기에 발생하는 정체전선의 경우 장마전선보다 더욱 강한 강도의 호우와 위험기상이 발생할 수 있다.

5. 온난수송대와 관련된 활강전선과 활승전선

전선면 부근에서의 온난한 공기가 하강하거나 상승하는 정도에 따라 활승전선(Ana Front)과 활강전선(Kata Front)으로 구분한다. Browning(1985)에 의해서 제시된 이 전선 개념에 따르면, 중위도 온대 저기압의 구름과 강수 형태는 등온위 공기면 위를 이동하는 상승운동의 결과로 발생하는 것으로 본다. 온난 수송대는 한랭전선을 따라 남에서 북으로 이동하는데, 이 기류 중에 일부는 지상 전선의 전면에 남서류의 하층제트의 형태로 나타난다. 대부분의 기류가 한랭전선을 따라 이동하지만, 일부는 한랭전선을 가로질러 이동하면서 전선의 구조를 유지하는데 매우 중요한 역할을 수행한다.

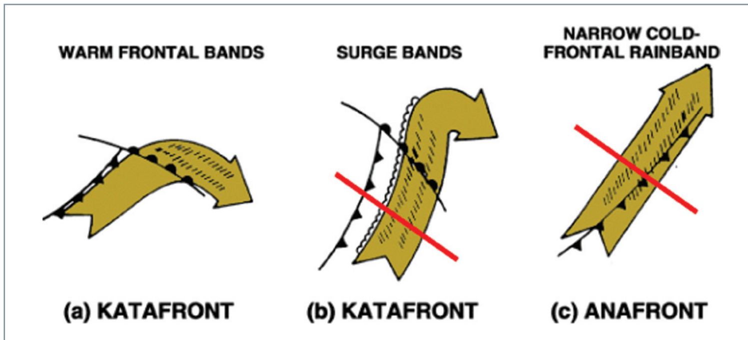


그림 6. 수송대(컨베이어벨트)에 의한 활강전선((a), (b))과 활승전선(c) 형성 모식도

활강전선(Kata front)

그림 6에서 노란색으로 채워진 화살표 지역은 남서류의 온난수송대 흐름을 보여주며 화살표 지역 내에 빗금 친 부분은 강수 밴드를 보여준다. 활강전선은 한랭전선의 이동방향 전면(동쪽)에 위치하고, 활승전선은 지상한랭전선의 후방에 위치한다. 이러한 형태의 온난수송대가 형성되면 한랭전선을 가로질러 2차 순환이 발생하고 독특한 형태의 활강 및 활승전선이 형성된다. 그림 7은 그림 6의 적색 실선을 따라 온난수송대 지역과 한랭전선을 가로지른 연직 단면도이다.

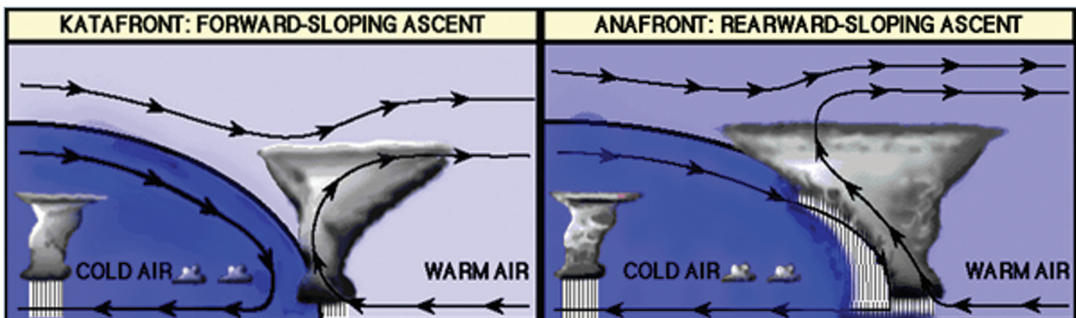


그림 7. 활강전선(좌)과 활승전선(우)을 가로지는 기류의 모식도

온난수송대가 한랭전선의 동쪽(전면)에 위치하면, 온난수송대 내의 남풍의 기류는 한랭전선을 서쪽에 두고 북쪽으로 이동하면서 상승한다. 이 상승운동으로 인하여 비교적 좁은 지역에서 강한 대류에 의한 호우현상이 발생하는데 이런 전선을 활강전선(Kata Front)이라고 부른다. 활승전선은 대류권 전체에서 전선면의 온난한 쪽에서의 상승 운동과 상층까지의 공기 포화가 특징인 반면, 활강전선의 경우에는 대류권 중·상층의 공기가 가라앉기 때문에 연직운동이 약해지며, 비단열적으로 공기가 온난하고 건조해지는 경향이 있다(그림 7 참조). 이때 중·상층운의 광범위한 층이 없어지고, 대신에 이 층은 약 3~4㎞까지 층적운(Sc)과 낮은 고적운(Ac) 층으로 구성된다. 이 엷은 구름은 따뜻한 공기에 머물기 보다는 전선대 어느 한 쪽으로 넓게 퍼지고 약한 강수를 내린다. 그렇지만, 한랭전선 끝단의 동쪽에서 북쪽으로 이동하는 온난수송대의 남풍류는 상층대기(건조공기)와 교차하면서 강한 대기불안정을 만들어 강한 호우구름이 발달하기도 한다. 활강전선은 한랭전선의 남쪽 끝단부터 전선의 동쪽에 남북으로 대류성 강수대가 있고, 지상한랭전선 부근으로는 약한 강수 혹은 강수현상이 없는 경우도 있다.

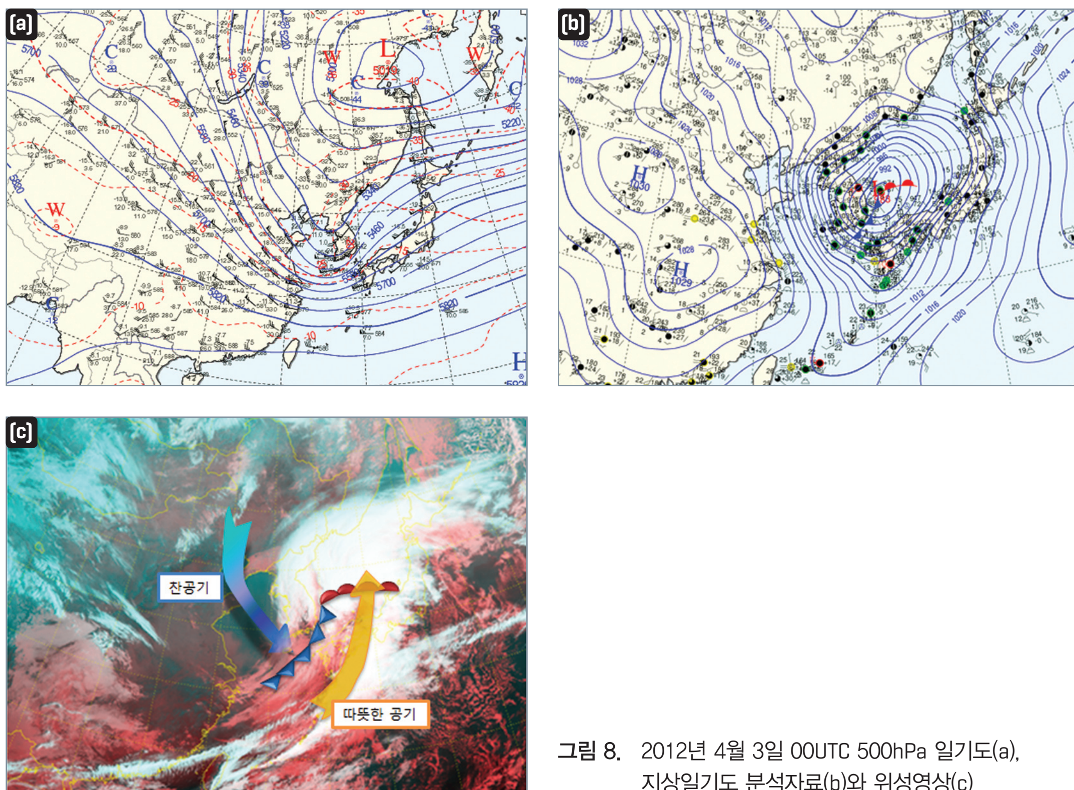


그림 8. 2012년 4월 3일 00UTC 500hPa 일기도(a), 지상일기도 분석자료(b)와 위성영상(c)

그림 8은 우리나라 부근에 활강전선이 나타났던 사례이다. 한랭전선면 부근으로 낮은 구름대만 보이고, 전선의 동쪽에 대류성 구름대가 나타나 있다. 상층대기에 한기가 급격히 남하할 경우 지상의 한랭전선 동쪽으로 불안정에 의한 대류가 강화되기 때문이다. 한랭전선면 부근으로는 중·상층대기에 하강류가 강해 구름이 발달하기 어렵다. 지상일기도에서 폐색단계에 도달하기 전에 상층에 한기가 급격하게 지상의 한랭전선 부근으로 이동할 때 발생하는 전선이 활강전선이므로 상층일기도 분석이 반드시 필요하다. 그림 8의 500hPa 일기도를 보면, 기압골이 쐐기형태로 남쪽으로 깊게 파인 형태로 발달된 모습이 보인다. 일반적으로 전선을 가지고 발달하는 지상저기압의 서쪽으로 상층골이 위치하지만, 활강전선의 경우 지상저기압의

위치와 큰 차이가 없는 것이 특징이다. 활강전선의 경우 지상의 한랭전선 부근에 강수가 없으므로 예보관은 상층골의 위치와 위성영상을 통해 활강전선을 구분할 수 있어야 한다. 서에서 동으로 이동하는 기압계의 흐름을 고려하여 활강전선의 대류성 강수대가 빠져나간 이후에 지상의 풍계는 변화 없이 강수현상이 종료되는 것도 유념해야 한다. 강수가 종료된 후, 지상의 한랭전선이 빠져나간 후 풍계가 남서에서 북서로 전환된다. 우리나라를 지나가는 한랭전선과 연결된 상층골은 일반적으로 지상에서 상층으로 서에서 동으로 기울어진 채 동쪽으로 이동하지만, 활강전선의 경우 북서쪽에서 빠르게 우리나라 상공으로 이동하면서 지상의 한랭전선을 따라잡는 경우에 종종 발생한다. 그림 9는 활강전선에 대한 모식도이다. 지상한랭전선의 동쪽에 발달한 비구름대가 위치함을 알 수 있다. 상층의 한랭공기가 하강하면서 지상의 한랭전선 동쪽으로 이동하여 따뜻하고 습한 기류를 밀어붙여 지상의 한랭전선 전면에 강한 상승기류와 대류성 구름을 만든다.

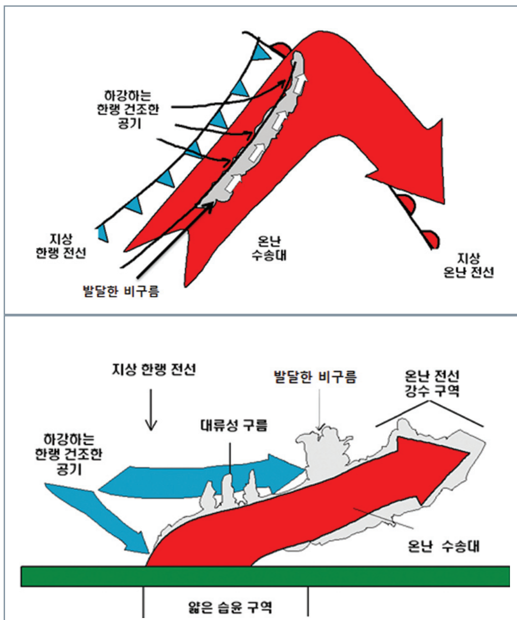


그림 9. 온난 수송대 전방 상승에 의한 활강 한랭전선 평면(위)와 한랭전선에 수직한 연직 단면도(아래)

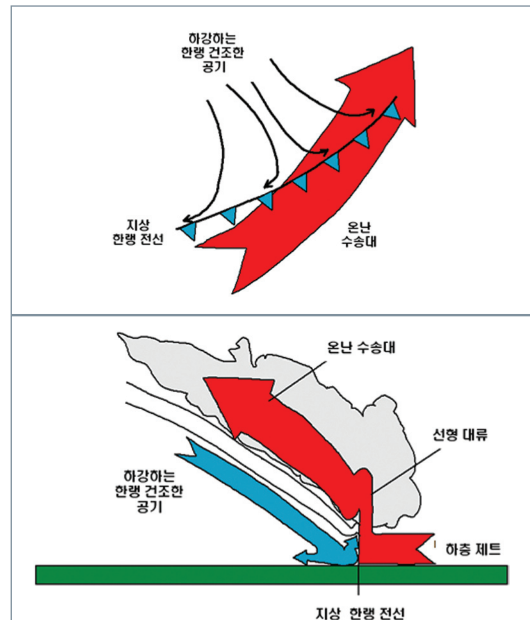


그림 10. 온난 수송대 후방 상승에 의한 활승 한랭전선 평면(위)와 한랭전선에 수직한 연직 단면도(아래)

활승전선(Ana front)

활승전선은 지상의 한랭전선 후방에 위치한다. 온난수송대에 동반되는 기류가 한랭전선에 동반된 공기와 충돌한 후 바로 전방(동쪽)을 향하지 않고 한랭전선의 후방(서쪽)을 향하는 상승운동을 보이는 경우를 활승전선(Ana Front)이라고 부른다. 일반적인 중위도 전선저기압의 한랭전선 강수대와 일치하는 전선이다. 활강전선과 활승전선은 기류 그 자체에 의해서 결정되는 것이 아니라 한랭전선에 상대적인 기류의 방향에 따른 상승운동의 크기에 따라 결정되기 때문에 온난수송대 뿐만 아니라 한랭전선의 이동방향과 속도도 활승·활강 전선의 형성과 강도에 영향을 미친다.

기상 위성 분석을 예보에 많이 활용하는 영국이나 미국의 경우에는 위성 영상의 형태와 일기도 분포를 종합하여 활승·활강 전선 지역을 구분하고 있다. 우리나라에서 한랭전선 통과시에는 주로 활승전선이 나타나며, 이 때는 일반적인 한랭전선 접근에 따른 예보가 가능하다. 전선 접근시 강수가 시작되고 지상의

바람이 남서에서 북서로 급변하면서 강한 강수와 함께 기온이 하강하고 이후 1~2시간 내 강수가 종료되는 특징을 보인다. 그림 10은 활승전선의 특징을 요약한 모식도이다. 일반적인 한랭전선 강수대의 특징과 유사하게 지상의 한랭전선 부근과 그 서쪽에 주 강수대가 위치한다.

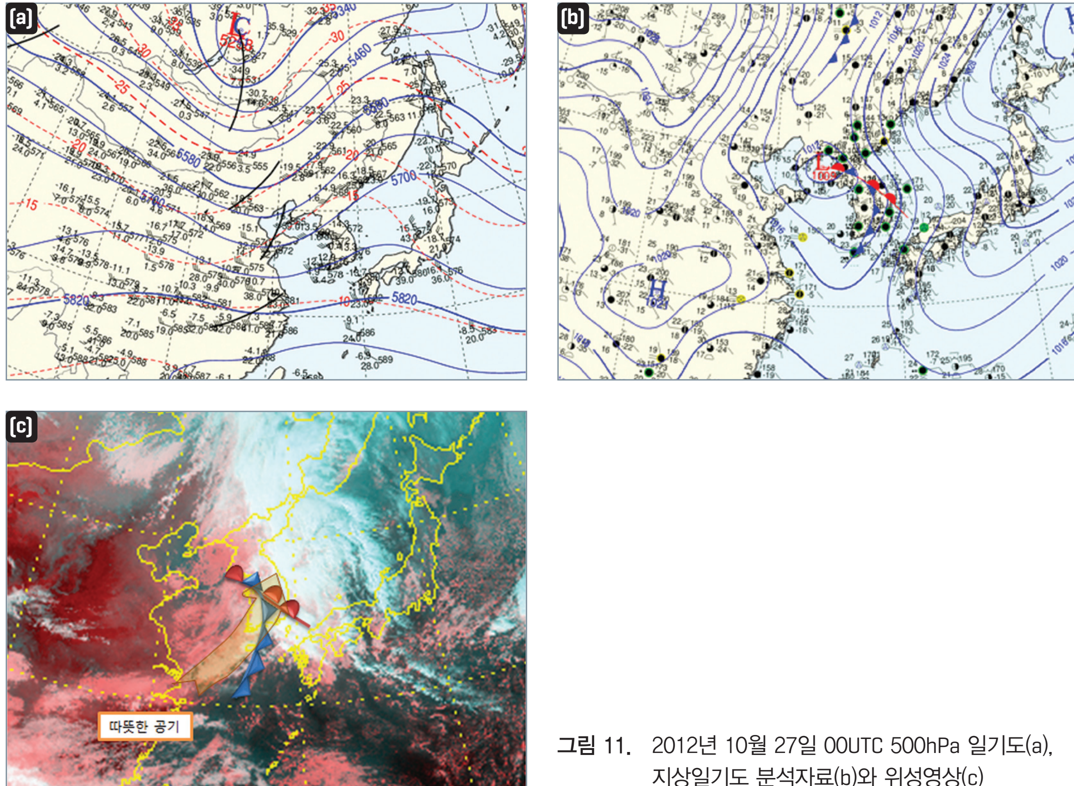


그림 11. 2012년 10월 27일 00UTC 500hPa 일기도(a), 지상일기도 분석자료(b)와 위성영상(c)

한랭수송대와 관련된 전선특징

온난수송대는 저기압 남쪽의 온난구역에서 북상하는 기류이며, 한랭수송대는 온난전선의 북쪽에 위치한 차가운 공기가 더 차가운 공기쪽으로 이동하면서 상승하는 기류를 말한다. 강하게 발달하는 저기압의 경우 그림 12와 같이 한랭수송대가 온난전선의 북쪽에서 저기압 중심 주위로 이동한다. 온난전선의 북쪽에 위치한 지상의 동풍류는 저기압 북쪽을 따라 이동하면서 더 차가운 공기 위로 상승한다. 저기압 중심의 북쪽에 이르러 상승하던 기류는 2개의 기류로 바뀌는데 저기압 중심의 북서쪽으로는 계속해서 상승하는 기류와 저기압 중심의 남서쪽으로 하강하는 기류로 나누어진다. 상승하는 기류는 동풍에서 남풍으로 전환 후 상층대기에 이르러 서풍류로 전환하면서 상층제트기류와 합류한다. 즉, 지상에서 상층으로 고기압성 기류 전환과 함께 상승하면서 대류성 구름과 비교적 강한 강수가 동반된다. 반면, 하강하는 기류는 동풍에서 북풍으로 전환 후 하층대기에 이르러 서풍류로 전환한다. 중·상층대기에서 지상으로 저기압성 풍계로 방향전환과 함께 하강하는 기류는 다시 한랭전선 후면에서 차가운 공기와 합쳐지면서 저기압의 발달에 기여한다. 그림 13의 위성영상에서 한랭수송대에서 상승하는 기류인 A 지역은 대류성 구름이 위치한 것을 볼 수 있으며, 하강하는 기류가 위치한 B 지역은 중·하층운이 흩어져 있는 모습을 볼 수 있다. 1차 온난수송대는 활강

전선에서 설명한 온난수송대(W1)를 의미하며, 이 온난수송대가 지상의 한랭전선과 간격이 커질 경우 2차 온난수송대(W2)가 생성된다. 2차 온난수송대는 한랭수송대와 만나 상승류가 강화되면서 저기압 중심부근에서 대류권 상부까지 상승하여 대류성 구름을 형성한다.

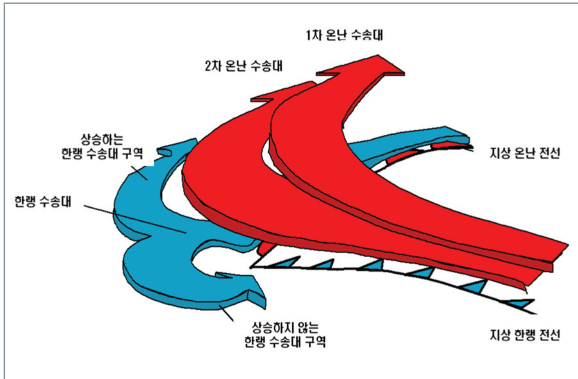


그림 12. 발달하는 콤마형 구름에서의 온난수송대와 한랭수송대의 모식도

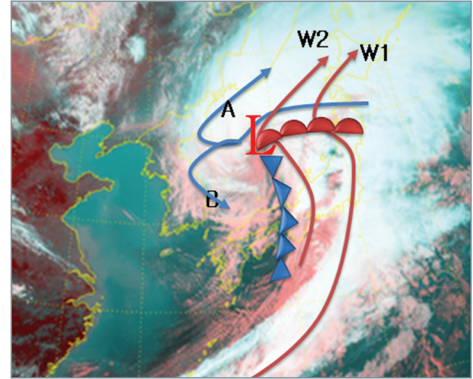


그림 13. 위성영상(2012년 4월 3일 06UTC)

[참고문헌]

김광식, 1992: 기상학사전, 향문사.

민경덕, 민기홍 역, 2009: 대기환경과학, C. Donald Ahrens 저, 시그마프레스

기상청, 예보기술팀, 2012: 예보관 중급훈련교재

Browning, K. A., 1985: Conceptual models of precipitation system. *Meteor. Mag.*, 114, 293-316.

C. Donald Ahrens, 2007: Meteorology today, P299.

Djuric. D., 1994: Weather analysis.

Frederick K. Lutgens, et. al, 2009: Pearson Education, Inc., pp 311.

Vasquez. T., 2002: Weather forecasting handbook. weather graphics technologies, pp 75.

10 층후분석

층후도의 패턴을 이용한 예보

1000–500hPa 층후도는 온난이류 지역의 대류성 호우구역을 찾는데 유용하다. 층후분류지역(thickness diffluence area)은 그림 1과 같이 1000–500hPa 층후도에서 등층후선들이 밀집되어 있다가 느슨해지는 곳이다. A, B지점 모두 하층에서 상층으로 갈수록 바람이 순전(veering)하는 온난이류의 영향을 받는 곳이나, B지점은 A지점에 비해 하층바람(Vl)의 풍속이 크다. B지점에서 A지점으로 향하는 하층바람은 등층후선을 가로질러 이동하면서 풍속이 감소하게 되는데 이는 하층대기의 수평적 풍속감소분을 수직적 풍속증가(상승기류)분으로 보충하기 때문이다.

그림 1의 층후분류지역에서 녹색으로 표시된 대류성 강수지역은 상승기류가 강한 지역으로써, 대류성 강수에 의한 호우가 자주 발생 하는 지역이기도 하다(Uccellini and Johnson 1979, Funk 1991).

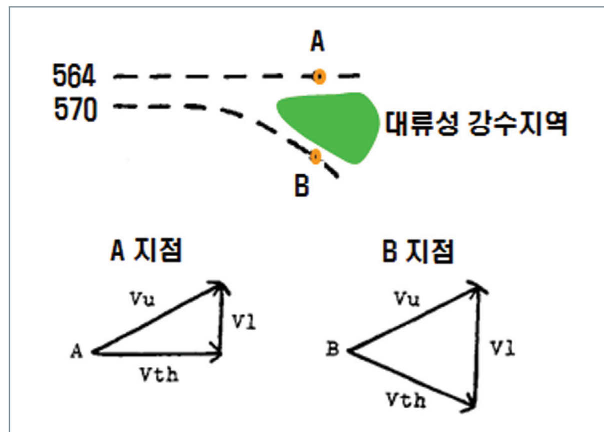


그림 1. 1000–500hPa의 층후 분류(thickness diffluence)에 따른 대류성 강수지역의 위치와 상 · 하층 바람과 온도풍(Vu : 상층바람, Vl : 하층바람, Vth : 온도풍)

Bell and Lindner(1982)와 Funk(1991)는 층후분류형에 수증기 값(가강수량)을 더하여 그림 2와 같이 중규모 호우구역을 보다 상세하게 찾아내었다. 겨울철은 1000–500hPa 층후분류지역의 북쪽이면서 지상일기도 전선의 북쪽에 호우가 나타나며, 여름철은 층후분류지역이면서 지상일기도 전선의 남쪽에 호우구역이 나타난다.

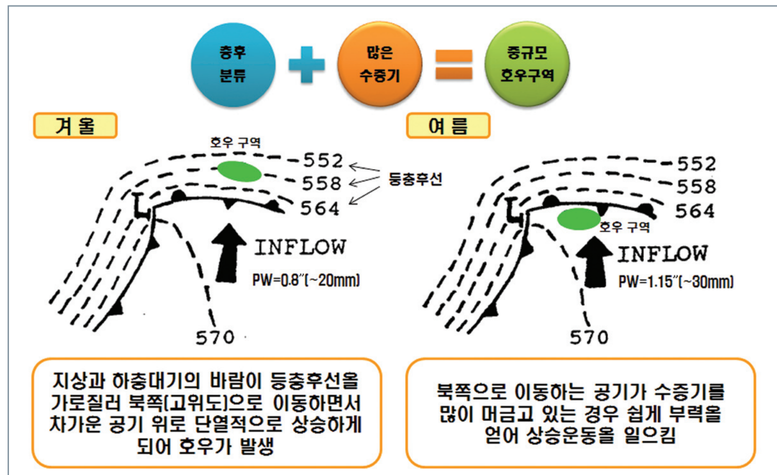


그림 2. 1000-500hPa 층후분류형에 가강수량(PW;Precipitable Water)을 더하여 계절별 호우발생가능 구역을 찾는 방법

그림 3은 여름철 1000-500hPa 층후분류지역에서 호우가 나타난 사례이다. 서해상에 위치한 지상 저기압의 동쪽지역에 우리나라가 위치할 때 지상에서는 남~남서풍이 불고, 대기 중층인 500hPa 고도에서는 남서~서풍의 바람이 불어 연직 층간 바람시어와 온난이류가 발생한다. 여기에 수증기량과 불안정을 동시에 보여줄 수 있는 K-Index를 중첩하면, 호우구역을 보다 상세하게 찾아낼 수 있다.

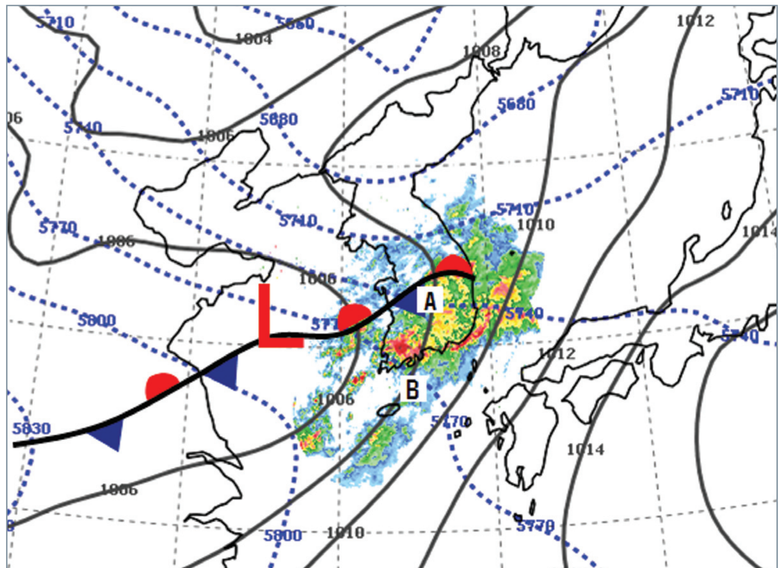


그림 3. 남부지방에 호우가 내린 사례 : 2009년 7월 7일 00UTC의 1000-500hPa 층후(파란색 파선), 지상일기도와 레이더 중첩 영상. A와 B는 그림1의 A와 B지점에 해당하며, 그림 2의 여름철 유형에 해당함.

1000–500hPa 층후, K–Index 30이상 지역과 레이더 영상을 중첩한 영상으로 실제 호우구역이 이론과 비교적 잘 일치하는 것을 그림 4에서 볼 수 있다.

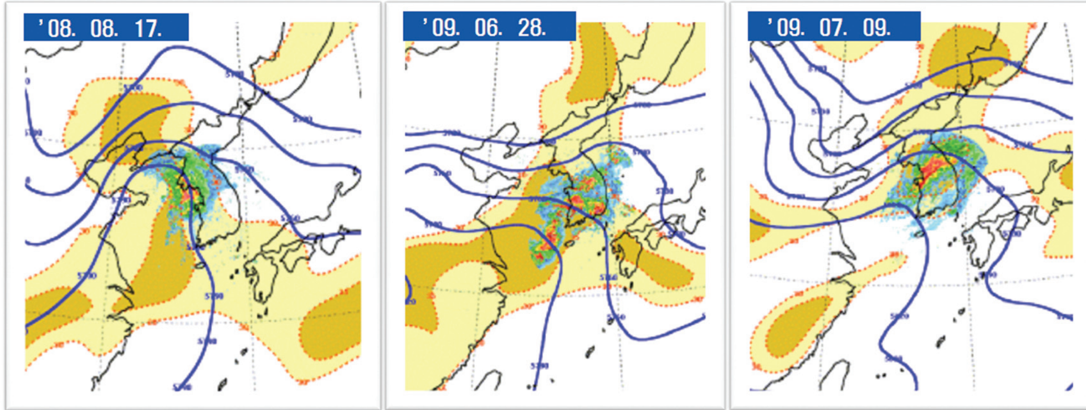


그림 4. 주요 호우사례별 1000–500hPa 층후, K-Index와 레이더 영상 중첩
(파란색 실선 : 1000–500hPa 층후선, 노란색 구역 : K-Index 30이상, 5 간격)

[참고문헌]

Bell, R. E., and A. J. Lindner, 1982: Ingredients which may combine to form the favorable pre-existing structure. National Meteorological Center in-house notes and schematical drawings of the ingredients necessary for heavy rainfall production. [Available from the Forecast Branch of NMC, Camp Spring, MD.]

Funk, T. W., 1991: Forecasting techniques utilized by the Forecasting Brach of the National Meteorological center during a major convective rainfall event. Wea. Forecasting, 6, 548-564.

Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, 1979: The coupling of the upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. Mon. Wea. Rev., 107, 682-703.

층후값을 이용한 예보

일반적으로 1000–500hPa 층후에서 5400m 층후선은 눈과 비를 구분하는 기준선으로 많이 이용한다. 5400m 이하일 경우 대부분의 강수형태는 눈이며, 이 중 약 50%는 1000ft 미만에서 형성된다. 5400m 이하인 경우에도 눈이 내리지 않을 수도 있다. 따라서 다음의 사항들을 고려해야 한다.

– 고도가 높은 지역에서는 5460m이나 5520m 층후지역에서 눈이 발생할 수 있다.
– 두 기층 사이에 난기이류가 있을 경우 층후는 증가하지만, 여전히 하층이 빙점 이하의 기온을 유지하고 있다면, 강수형태는 눈이다.
– 대기하층의 기온(주로 925hPa 기온이용)은 강수형태를 결정하는 중요한 요소로, 지면의 얇은 극 기단은 5400m 이상의 층후에서도 비나 진눈깨비를 다시 눈으로 얼릴 수 있다.

기상청 현업에서는 겨울철에 강수형태 판단을 위해 1000-700hPa 층후도를 사용하며, 2760m의 평균온도는 264.23K로, 평균 기온감률을 고려하면 지상 기온은 0도 이하가 된다(Bluestein, 1993). 보통 2760m이하는 눈, 2820m이상은 비로 판단하며, 강수형태의 전이역은 그림 5의 a)처럼 빨간 빗금처리를 하여 표출한다.

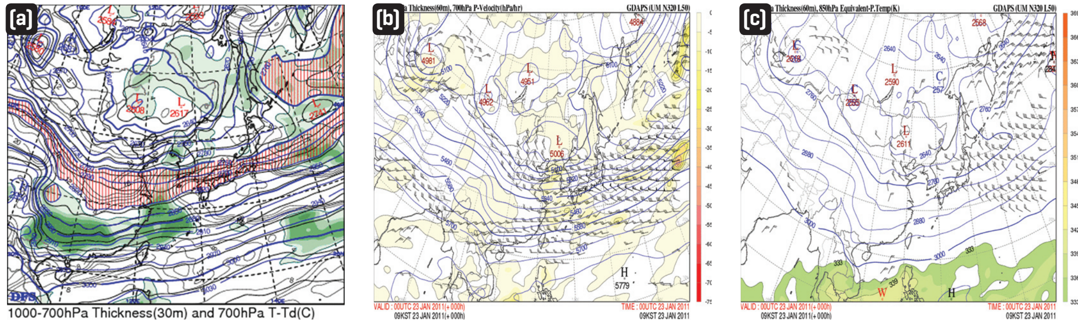


그림 5. 기상청에서 생산하는 층후도의 종류(2011년 1월 23일 00UTC). (a)1000–700hPa 층후도, 700hPa $T-T_d$(UM RDAPS 보조일기도), (b)1000–500hPa 층후, 700hPa 연직속도(UM GDAPS 예보장), (c)1000–700hPa 층후, 850 상당온위(UM GDAPS 예보장)

또한, 그림 6처럼 전일 12UTC의 1000-925hPa 층후값 또는 1000-850hPa 층후값과 최저기온과의 선형적 상관관계를 이용하여 최저기온 예보에도 활용할 수 있다(Massie and Rose 1997, Rose 2000).

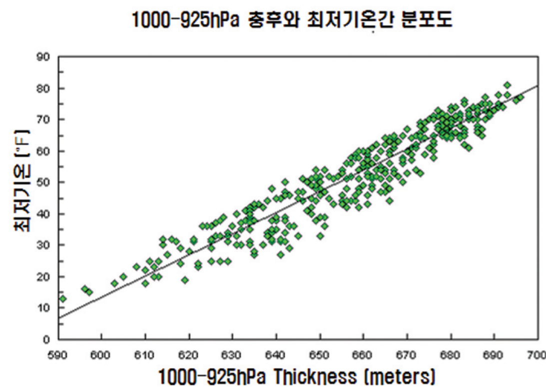


그림 6. 1999년 Tennessee주 Nashville에서 관측된 1000–925hPa 층후값(전일 12UTC)과 최저기온과의 상관 분포도

[참고문헌]

Bluestein, H. B., 1993: Synoptic dynamic meteorology in midlatitudes. Oxford Press, V2, 426-455.

Massie, Darrell R. and Mark A. Rose, 1997: Predicting daily maximum temperatures using linear regression and Eta geopotential thickness forecasts. Wea. Forecasting, 12, 799-807.

Rose, M., 2000: Using 1000-925 mb thicknesses in forecasting minimum temperatures at Nashville, Tennessee. Technical Attachment SR/SSD 2000-25.

수치모델관리관, 2010: 수치예보자료이용편람, 32-34

〈기초탄탄 코너〉 층후란?

층후는 서로 다른 두 기압면 사이의 수직 두께이다. 보통 미터단위(gpm)를 사용하며, 기상청은 30m 또는 60m 간격으로 층후도를 그린다. 층후는 특정한 층의 평균 기온을 대표하므로, 예보관들이 활용하기에 좋다. 수치가 높은 층후 값은 따뜻한 공기를, 수치가 낮은 층후 값은 찬 공기를 의미한다.

더 정확하게 말하자면, 층후는 실제 온도와 섭씨 1~2℃의 아주 작은 차이를 보이는 평균 가온도*를 재는 것과 같으며, 두 층간의 평균 가온도에 비례한다. 만일 기단이 습하고, 따뜻하다면 이 기단의 가온도는 실제 온도보다 약간 더 높아질 것이다. 즉, 층후간격이 넓다.

예보분석을 위해서는 주로 1000hPa과 500hPa 사이의 층후를 많이 사용한다. 이 층은 대부분 기단들의 차이가 잘 나타나는 곳으로, 해수면과 약 5km 평균해수면고도 사이에 위치한다.

겨울철에는 1000–700hPa이나 1000–850hPa 층후가 전선과 기단을 정의하는데 더 유용하며. 기상청은 겨울철에 눈 · 비 구분을 위해 1000–700hPa 층후를 자주 사용한다.

층후도는 대부분 등압선과 함께 표출하며, 열적 대비와 기단에 대한 기압경도력(바람)과의 정확한 상관관계를 알려준다. 예로 그림 7의 경우 지상일기도와 1000–500hPa일기도를 중첩한 것이다.

층후도는 열적 이류를 평가할 수 있는 가장 믿을 수 있는 방법이다. 이류는 더 차갑거나 더 따뜻한 층으로 바람이 불 때 나타난다. 그림 7에서 보는 것처럼 등압선들과 층후선이 서로 교차하면서 네모난 상자형태로 그려진 곳에서 따뜻하거나 찬 이류가 일어나는 것을 짐작할 수 있다.

특정한 층후 선은 눈 · 비의 전이영역 판단에 활용한다. 기상청은 1000–500hPa 층후도에서 5400m선 이하를 눈으로 판단하며, 1000–700hPa 층후도는 2760m이하는 눈, 2820m이상은 비로 판단한다.

- ■ 층후는 대기의 주어진 층에 대한 평균 기온 지시자로 보통 1000-500hPa 층후를 이용하며 전선, 기단, 열적 이류 지역을 알아내는데 이용함.
- ■ 낮은 층후는 차가운 공기에 상응하고, 높은 층후는 따뜻한 공기에 상응함.
- ■ 따뜻한 이류는 대규모 상승, 구름, 비와 연관이 있고, 찬 이류는 침강역전, 맑은 하늘과 연관되어 있음.
- ■ 한랭전선은 저기압성 곡률을 갖는 층후선(온도곡)과 연관이 있고, 온난전선은 고기압성 곡률을 갖는 층후선(온도능)과 관련이 있음.
- ■ 층후선들의 능, 곡(온도능, 온도곡)들은 열적 기울기로써 서로 다른 기단을 분리할 수 있음. 지표의 전선은 보통 온도능, 온도곡의 따뜻한 가장자리에 위치함.
- ■ 온도곡을 따라 올라가는(즉, 온도곡 전방) 지상 저기압은 발달중이거나 성숙한 상태. 저기압이 온도곡의 극쪽이나 후퇴하고 있으면, 지상저기압은 폐색 중임.
- ■ 예보관이 익숙하지 않은 지역에서 강수형태를 예보할 때, 해수면 고도에서 비가 눈으로 바뀔 수 있는 지역 판단에 1000-500hPa 층후도의 5400m선을 먼저 이용할 수 있음.

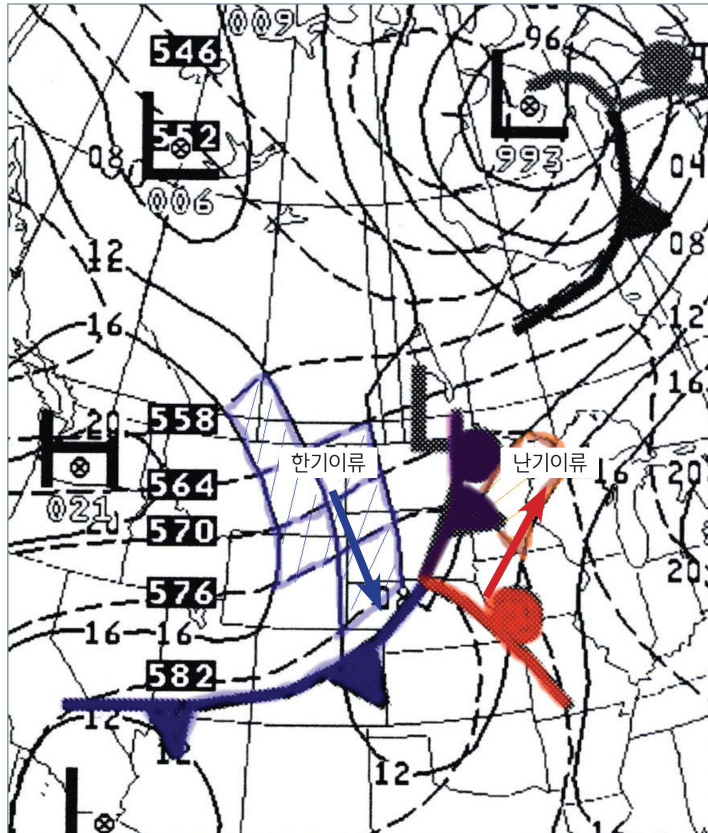


그림 7. 1000–500hPa 층후도(점선), 지상일기도(실선)를 중첩한 것으로 지상전선은 온도능, 온도곡의 따뜻한 가장자리에 위치하고 있다. 층후선과 등압선이 교차하는 곳에서 이류가 나타나고 있다(파란 빗금영역–한기이류, 주황 빗금영역–난기이류).
(출처 : weather map handbook, p21)

[참고문헌]

홍성길, 1995: 기상분석과 일기예보, 교학연구사, 145–152

Tim Vasquez, 2003: Weather Map Handbook, Weather Graphic Technologies, 20-21

* 가온도(T_v; Virtual temperature): 습윤공기와 같은 밀도를 가지는 기압조건에서의 건조공기의 온도. $T_v = T + w/6$ (w: 혼합비)

11 하층제트

하층제트의 패턴을 이용한 호우예보

남서풍의 하층제트(Low Level Jet; LLJ)와 동반된 호우구역은 하층제트 중심(최대풍속)의 북동쪽과 남서쪽에서 발생하는 호우로 각각 나눌 수 있다(그림 1의 A와 B). 하층제트 축(streak)을 기준으로 호우 지역은 기온과 습도의 차이가 큰 축의 왼쪽에 나타난다. 상대적으로 축의 오른쪽에서는 기온과 습도의 차이가 적다.

그림 1의 A 구역은 온난·습윤한 공기가 한랭·건조한 공기와 만나 상승기류를 만들어 호우가 발생되는 지역으로써, 주로 지상 및 하층대기에서 저기압 중심의 동쪽에 위치한다. 이 구역에서는 온난전선형과 같이 따뜻하고 습한 공기가 차고 건조한 공기를 타고 북상하므로 폭 넓은 강수대를 형성한다. 그림 1의 B 구역은 온난·습윤한 기류를 향해 건조한 북서~서풍의 기류가 침투하면서 상승기류를 발생시켜 호우가 발생하는 지역이다. 이 지역은 한랭전선형 강수대와 같이 폭이 좁고 강한 비를 동반하며, 수평적(동서방향)인 기온차이보다 습도의 차이가 더 크다.

〈하층제트 축을 기준으로 호우구역 찾기〉 10년간(2001~2010) 우리나라의 호우경보 사례를 대상으로 연구한 결과 850hPa 고도에 최대풍속 25kts 이상의 하층제트가 있을 경우 하층제트 축의 왼쪽 지역(그림 1의 A, B)에서 15kts 이상의 풍속대에서 주로 호우가 발생하였음(예보기술팀, 2011).

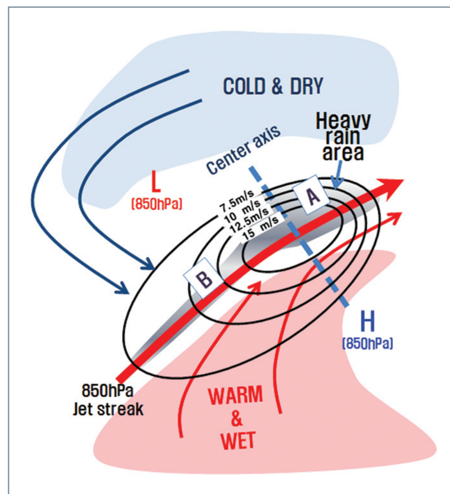


그림 1. 850hPa 최대풍속지점과 하층제트축을 기준으로 2개의 호우구역으로 구분한 모식도

하층제트에 의한 호우사례 분석

그림 2는 기류의 진행방향에 따라 풍속이 감소하는 지역으로써 고상당온위역과 저상당온위역이 만나는 지역인 하층제트 중심의 북동쪽에서 호우가 내린 사례이다(2009년 7월 7일). 이 지역에서 호우와 관련된 상승운동이 발생되는 이유는 하층대기의 수평적 풍속감소분이 수직적 풍속증가분(연직상승운동)으로 변화되기 때문이다. 하층제트 중심이 통과하기까지 많은 수증기와 에너지가 계속해서 유입되므로 강수 지속시간이 다른 호우형태에 비해 길며, 폭 넓은 호우구역이 나타난다.

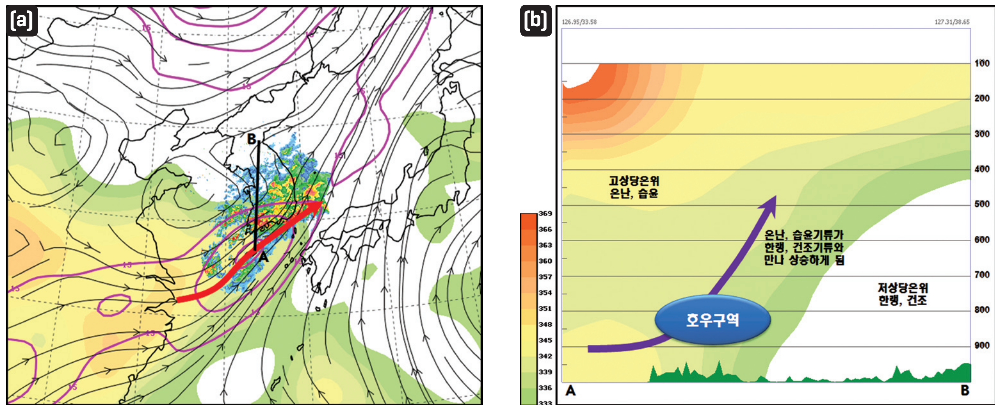


그림 2. (a)는 850hPa 상당온위(333K이상 컬러부분), 유선, 등풍속선(15kts 이상, 5kts 간격, 분홍색 실선), 레이더 영상 중첩도. (b)는 (a)의 선 A, B를 잇는 상당온위의 연직 단면도임(2009년 7월 7일 00UTC, GDAPS 분석장)

그림 3은 하층제트 중심(최대풍속)을 기준으로 남서쪽에서 발생하는 호우의 예이다(2009년 7월 14일). 이 지역은 온난·습윤한 기류내로 건조한 기류가 침투하면서 활발한 상승운동이 나타난다. 한랭전선형과 같이 폭이 좁은 띠 형태의 강수대가 나타나므로 하층제트 중심의 북동쪽 호우구역(그림 1의 A지역)에 비해 강수 지속시간은 짧지만 그림 3(b)와 같이 습윤한 북태평양기단과 건조한 대륙기단이 균형을 이뤄 정체될 경우 많은 비가 내릴 수 있다.

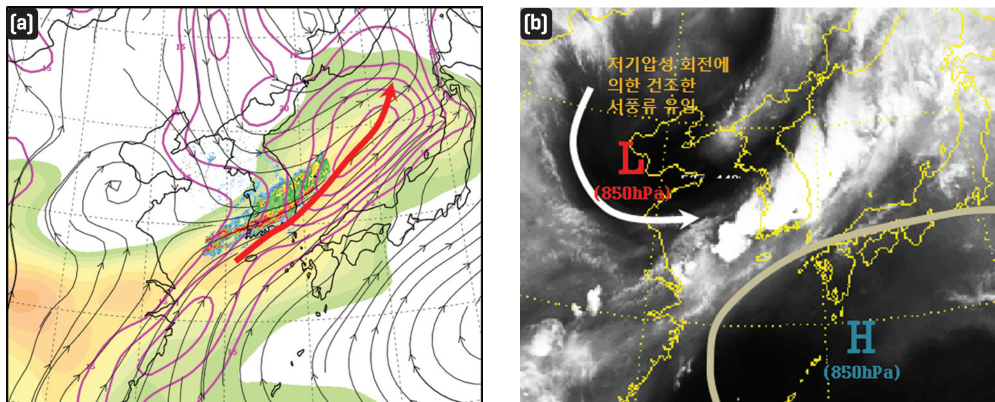


그림 3. (a)는 최대풍속지역의 서쪽에서 나타나는 호우의 예이며, 오른쪽 그림은 같은 시간 수증기 영상임 (2009. 7. 14. 18UTC, GDAPS 분석장).

호우를 발달시키는 대기구조

상·하층제트 커플링

남쪽에서 북쪽으로 이동하는 하층제트는 종종 서에서 동으로 이동하는 상층제트(Upper Level Jet; ULJ) 아래로 통과하면서 서로 커플링되기도 한다. 이런 커플링형태는 직접열순환(direct thermal circulation)을 만든다. 하층제트에 의한 수렴과 상승운동은 상층제트 입구의 오른쪽 발산구역에서 강화되면서 지속적으로 강한 상승운동을 만든다(그림 4). 상·하층제트 커플링의 형태로 나타나는 직접적인 열 순환은 우리나라 호우사례에서도 발견된다.

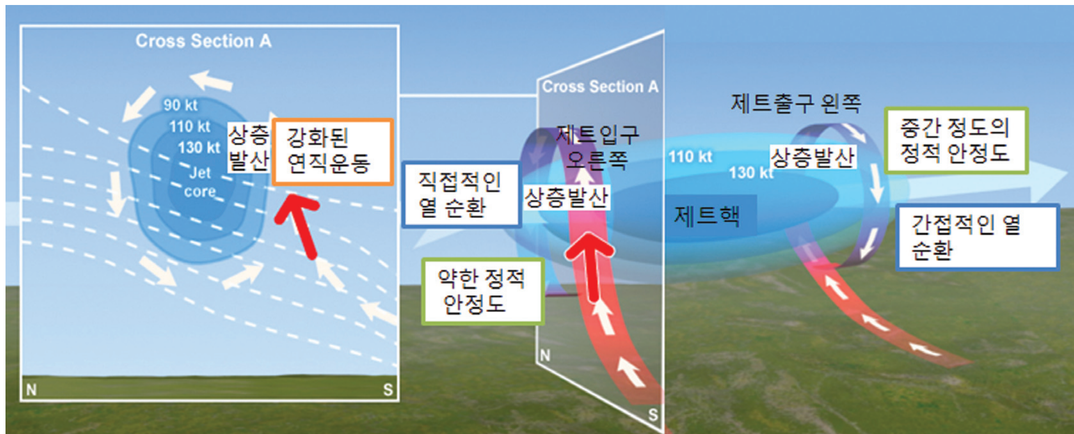


그림 4. 상층제트와 하층제트의 커플링의 형태로 나타나는 직접적인 열 순환의 모식도(Uccellini and Kocin, 1987) (출처: COMET)

그림 5는 2009년 7월 14일 사례로 상·하층 제트가 커플링 된 모습을 보여준다. 하층기류에 동반되어 남에서 북으로 이동하는 온난·습윤한 공기는 부력을 얻어 상승운동을 하게 되고, 이 기류는 상층제트 입구의 오른쪽으로 이동하면서 직접적인 열순환 구조를 갖추게 된다. 850hPa 기류의 방향이 200hPa 기류를 타고 넘는 구조로서, 중규모의 호우구역을 찾을 수 있다. 하층제트 축의 왼쪽에 해당하는 호우구역은 하층제트의 최대풍(그림 5(a), (b)의 A)에서 상층제트 축(그림 5(a), (b)의 B)까지 그은 선 내부로 한정된다. 그림 5(c) 처럼 이 지역은 하층의 강한 수렴과 상층의 강한 발산의 연직구조가 잘 조직되어 호우발생 확률이 높다.

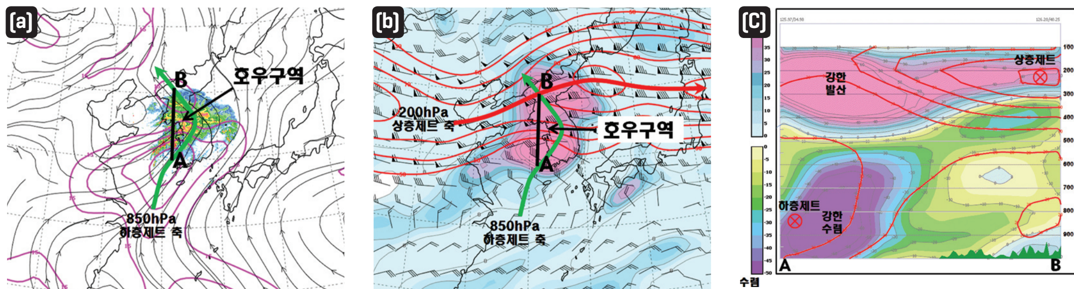


그림 5. (a)850hPa 유선과 강풍, 레이더영상을 중첩한 일기도, (b)200hPa 등풍속선(50kts 이상, 10kts 간격)과 발산장(컬러)의 중첩도, (c)는 (a)와 (b)의 A와 B 지점 사이의 수렴, 발산, 등풍속(10kts간격)을 보여주는 연직단면도 (2009년 7월 14일 00UTC, GDAPS 분석장)

야간 시간대의 대기 안정화

하층제트는 행성경계층고도 부근에 위치하기 때문에 일변화가 발생한다(Wexler 1961). 낮에는 일사에 의한 지면가열로 행성경계층고도가 높아지고 난류에 의한 마찰효과가 크지만 야간에는 지표부근이 안정화되어 마찰력이 줄어들면서 하층제트의 풍속이 증가하게 된다. 특히, 야간에는 마찰효과가 없는 상태에서 남에서 북으로 이동하는 하층제트의 특성상 코리올리힘이 증가하여 지균풍보다 더 강한 바람을 만든다. 이런 낮과 밤에 풍속차이는 고위도로 수송하는 수증기와 에너지양에 큰 차이를 만들어 비가 내리는 시점에 따라 호우의 빈도와 강수량의 차이가 발생하게 된다. 하층제트가 동반된 호우발생 빈도 연구에서 늦은 밤에서 이른 아침 사이에 발생한 호우가 낮에 발생한 호우보다 25%이상 많은 것으로 조사된 바 있으며, 비슷한 시스템으로 발생된 호우일 경우에도 야간에 강수량이 더 많은 것으로 알려져 있다(Hoecker 1963, Hoecker 1965, Bonner 1968, Augustine and Caracena 1994, Mitchell et al. 1995).

[참고문헌]

예보기술팀, 2011 : 예보관 핸드북 시리즈 2. 한눈에 보는 호우개념모델

Augustine, J. A. and F. Caracena, 1994: Lower-tropospheric precursors to nocturnal MCS development over the Central United States. *Wea. Forecasting*, 9, 116-135.

Bonner, W. D., 1968: Climatology of the low level jet. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 833-850.

Hoecker, W. H., 1963: Three southerly low-level jet streams delineated the Weather Bureau special pibal network of 1961. *Mon. Wea. Rev.*, 91, 573-582.

_____________, 1965: Comparative physical behavior of southerly boundary-layer wind jets. *Mon. Wea. Rev.*, 93, 133-144.

Mitchell, J. F. B., R. A. Davis, W. J. Jngram, and C. A. Senior, 1995: On surface temperature, Greenhouse Gases, and Aerosols: Models and Observations. *J. Climate*, 8, 2364-2386.

Uccellini, L. W., and P. J. Kocin, 1987: The interaction of jet streak circulations during heavy snow events along the east coast of the United States. *Wea. Forecasting*, 2, 289-308.

Wexler, H., 1961: A boundary layer interpretation of the low-level jet. Tellus, 13, 369-378.

〈기초탄탄 코너〉 제트(jet)란?

한대 제트(Polar jet)는 9~12㎞ 상공에 폭이 좁고 속도가 강한 편서풍으로 그림 6(a)처럼 30°~50°사이의 중위도에서 하층의 남북온도 차이에 의해 형성된다. 남북의 온도차는 대기에 서로 다른 층후를 형성하고, 이로 인한 기압경도에 의해 상층 바람은 하층에 온도차이가 큰 곳의 위쪽으로 남에서 북으로 흐르며, 가속되면서 전향력에 의해 동쪽으로 편향되어 전지구를 서에서 동으로 움직이는 바람의 통로를 형성한다. 일반적으로 한대제트를 상층제트라고 부른다.

제트가 중요한 이유는 기압계의 주 에너지 원이기 때문이다. 그림 4처럼 제트 입구의 오른쪽, 제트 출구의 왼쪽에 발산장이 형성되면서 직·간접적으로 열이 순환되고, 연직운동이 강화된다. 이러한 에너지 교환은 그림 6(b)처럼 지상기압계를 발달시키고, 반대로 지상기압계가 제트를 강화시키는 상호작용을 한다.

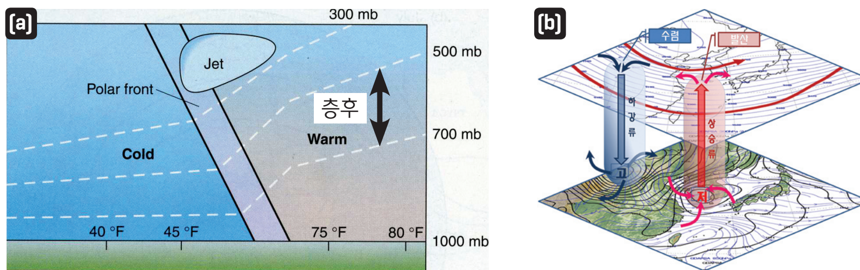


그림 6. (a)대류권부근의 극전선 위의 제트(출처 : Weather & Climate)과 (b)2010년 1월 4일 03KST 상하층 기압계 모식도(서울경기 대설사례)

아열대제트(Subtropical jet; STJ)는 아열대 지역의 해들리셀과 페렐셀의 경계에서 약한 온도 차이에 의해 만들어진다. 적도수렴대에서 멀어질수록 각운동량 보존법칙에 의해 상층 바람의 서향 성분이 강화된다. 아열대제트는 따뜻하고 습한 공기를 북쪽으로 수송하며, 중위도 기압계를 강화시키는 역할을 한다.

하층제트(Low-Level Jet; LLJ)는 850hPa이나 925hPa에 나타나며 하층대기에서 강화된 남서풍으로 10~12.5㎧(약 20~25kts) 풍속을 갖는다. 그림 7처럼 저기압성 곡률을 갖는 한대제트 앞쪽에서 2차 순환에 의해서 강화된다. 우리나라 주변에서는 주로 여름철에 장마전선 상에서 발달한 저기압에 동반되어 하층제트가 나타난다. 하층제트는 다량의 수증기와 열을 포함한 따뜻하고 습한 공기를 북쪽으로 이류시키는데 중요한 역할을 하며 상·하층간의 대기불안정을 강화시킨다.

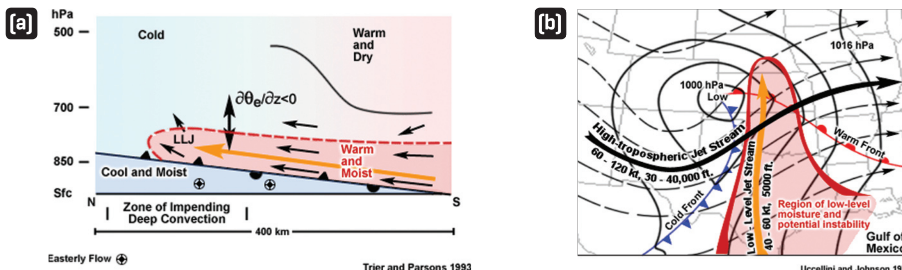


그림 7. (a)하층제트와 대류 불안정, (b)상층제트와 하층 제트의 커플링 모식도(출처 : COMET)

- 기상학자 로스비가 1956년 TIME지 기사에서 강한 서풍계열의 상층 바람을 “jet stream”이라고 쓰기 시작함.
- 상층제트의 중심최대풍속은 50~200kts정도며 250kts를 넘을 때도 있음. 겨울철이 여름철보다 남북간의 온도차가 커, 겨울철의 제트가 강함.
- 겨울철 제트기류의 핵은 250 hPa 고도에 있으며, 강한 저기압이 있는 곳에서는 300hPa 고도에 도달함.
- 상층제트의 파장은 평균적으로 경도 75°이고, 50°~130°로 다양하게 나타남.
- 200, 300hPa 일기도에서는 상층 제트축을 풍속 50kts를 시작으로 최대풍을 지나 50kts의 끝까지 5~10㎜의 넓이가 일정한 적색띠로 표시하고 풍하측 끝에 화살표를 붙임(하층제트는 그림 1처럼 별도 분석).

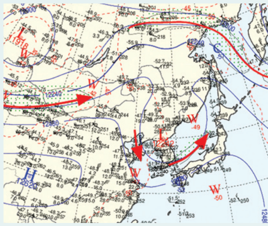


그림 8. 200hPa일기도, 2010년 6월 29일 12UTC

- 위성영상을 이용해서 제트축을 찾는 방법도 있음. 그림 9(a)처럼 제트축의 고기압성 시어 쪽으로 권운 구름대가 형성, 그림 9(b)처럼 경압 구역의 권운은 없으나, 제트축이 가로지르는 곳에서 A지점처럼 구름이 흐르는 것처럼 보이거나, 그림 9(c)처럼 상층운이 없고, 하층운 구름대의 경계나 상호작용영역에서 찾아볼 수 있음.

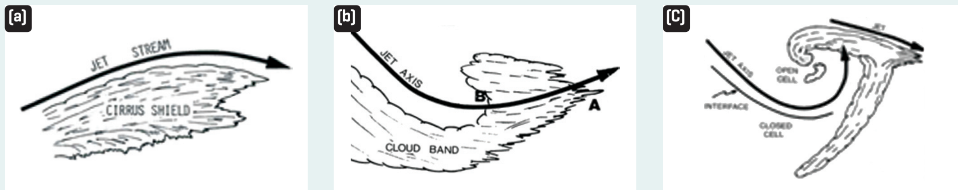


그림 9. 위성영상에서 제트 찾는 방법(출처 : Satellite Interpretation)

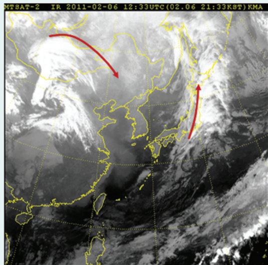


그림 10. MTSAT-2 적외영상, 2011년 2월 6일 12UTC

[참고문헌]

홍성길, 1995: 기상분석과 일기예보, 교학연구사, 108-111

Edward Aguado, James E. Burt, 2006: *Weather & Climate*, Pearson Prential Hall, 222, 299-301

Eugene M. Weaber, Steaven Wilderotter, 1981: *Satellite Interpretation*, AFB, 20-23

James T. Moore: *Jet Streak* Circulation, COMET, www.meted.ucar.edu

Tim Vasquez, 2003: *Weather Map Handbook*, Weather Graphic Technologies, 80-82

12 불안정 지수

불안정지수

불안정지수는 두 개 이상의 임의의 기압면의 온도, 이슬점온도 등을 차로 표현하여 대기의 불안정한 정도를 나타내는 지수를 의미한다. 그러나 모든 상황에 일괄적으로 불안정지수를 적용하기는 쉽지 않으며, 표 1처럼 계절이나 기상조건에 맞는 적절한 지수 선택이 필요하다. 표 1은 다양한 불안정지수들 중에서 우리나라에 적용할 수 있는 불안정지수를 골라, 그 지수 수치에 따라 정리한 것이다. 그림 1은 종합기상정보시스템에 제공되는 UM GDAPS 불안정 지수 자료이다.

표1. 우리나라에서 주로 사용하는 불안정지수

<table>
<tr><th rowspan="2">지 수</th><th rowspan="2">적용 시기</th><th colspan="2">고려사항</th><th colspan="4">뇌우 강도</th></tr>
<tr><th>높은 정확도</th><th>낮은 정확도</th><th>약함</th><th>보통</th><th>강함</th><th>격렬함</th></tr>
<tr><td>KI</td><td>하계</td><td>저기압 영향권 내에서, 습윤한 상태, 하층제트 존재시</td><td>하층 역전층 및 건조층 존재시</td><td>25 ~ 30</td><td>30 ~ 40</td><td colspan="2">≥40</td></tr>
<tr><td>SSI</td><td>연중</td><td>안정한 기단 내에서 맑은 날씨</td><td>850hPa 역전층 존재, 흐린날씨 및 저기압영향</td><td>6 ~ 3</td><td>3 ~ −3</td><td>−3 ~ −6</td><td>≤−6</td></tr>
<tr><td>CT</td><td>10월 ~ 5월 (6~9월 제외)</td><td>중 · 상층의 한기핵을 가진 저기압(기압골) 영향</td><td>여름철, 500hPa 찬 공기가 없을 경우</td><td>16 ~ 18</td><td>18 ~ 22</td><td colspan="2">≥22</td></tr>
<tr><td>TT</td><td colspan="2">CT와 같음</td><td>850hPa이 건조할 경우</td><td>42 ~ 48</td><td>48 ~ 54</td><td>54 ~ 60</td><td>≥60</td></tr>
<tr><td>CAPE</td><td>4월~11월</td><td>저기압영향, 하층제트 존재</td><td>맑은 날씨, 지면가열에 의한 불안정</td><td>300 ~ 500</td><td>500 ~ 900</td><td>900 ~ 1800</td><td>≥1800</td></tr>
</table>

KI: K-Index, SSI: Showalter Stability Index, CT: Cross Totals, TT: Total Totals, CAPE: Convective Available Potential Energy

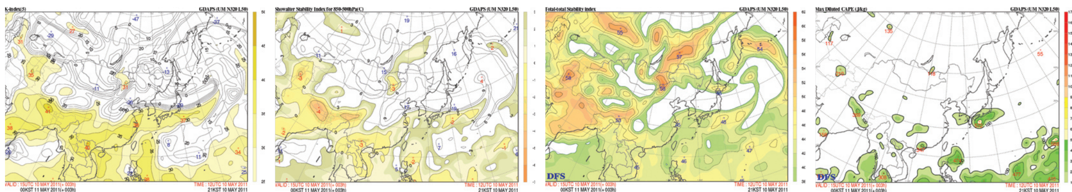


그림 1. 2011년 5월 11일 00UTC UM전구 예상 불안정지수(좌로부터 KI, SSI, TT, CAPE 순서임)

주요 불안정지수 정의와 활용 사례

KI(K-Index)

정의 & 특징

KI(George, 1960)는 주로 여름철 해양성 열대기단의 영향을 받을 때 나타나는 호우와 뇌우를 진단하기 위해 개발 되었다. 이 지수는 중층이하 대기층에서 불안정 요소를 진단하기 위해 3개층의 기온과 2개층의 노점온도를 사용한다. 현재의 기상상태에서 역학적 불안정을 의미하지만, 중·상층에 차가운 공기가 위치하는 경우 신뢰성이 떨어진다. 또한 하층대기에 충분히 포화되지 않고 건조한 층이 존재할 경우, 역전층이 존재할 경우에도 정확성이 떨어진다.

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + D_{850} + (D_{700} - T_{700})$$

T_{850} : 850hPa 온도, T_{700} : 700hPa 온도, T_{500} : 500hPa 온도, D_{850} : 850hPa 이슬점, D_{700} : 700hPa 이슬점

활용방법

우리나라에서는 해양성 열대기단인 북태평양 고기압의 영향을 받는 여름철 호우 및 뇌우 진단을 위해 KI를 활용할 수 있다. 우리나라에서 발생된 여름철 대부분의 호우는 KI 값이 30이상에서 나타났다(예보기술팀, 2011). KI는 호우 및 뇌우예보에 보조지표로서 유용한 지수이지만, 직접적인 상관관계가 높지는 않다. 상층의 차가운 공기가 위치하거나 여름철 지표의 가열로 인한 850hPa의 높은 기온은 KI값을 증가시킬 수 있기 때문이다. 따라서, 하층 수렴, 상층 발산의 연직 대기구조가 잘 갖추어져 있고, 하층대기가 충분히 습윤한 상태일 때 적용가능하다.

그림 2과 같이 KI가 30이상 높은 값을 보일 때, 저기압 중심의 동쪽(난역)에서 호우가 종종 발생하는데, 남서풍의 하층제트가 강한 대류 활동을 유발하는 방아쇠(trigger) 역할을 하기 때문이다. 지표가열에 의한 대류불 안정에 의한 뇌우(소나기)예보에는 SSI, LI 등이 적합하다.

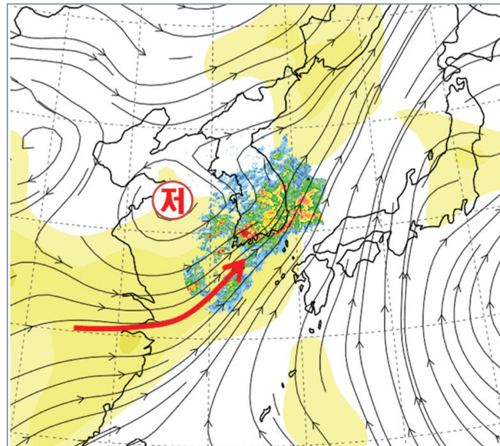


그림 2. 2009년 7월 7일 09KST GDAPS 850hPa 분석장(유선, 저기압 중심, 붉은색 실선은 하층제트), K-Index(30이상 노란색)

SSI(Showalter Stability Index)

정의 & 특징

SSI(Showalter, 1947)는 계산식이 간단하고 편리하여 일반적으로 대기불안정 상태를 진단하고 예측하는데 많이 활용되고 있는 불안정 지수이다. 고립된 공기내(공기의 유 · 출입이 없는 상태)에서 야간복사냉각으로 인한 지면부근에 역전층이 주간에 일사에 의한 가열로 해소되면서 기층이 불안정화 되어 뇌우가 발생될 가능성을 가늠해 보기 위해 개발되었다. 따라서, 맑은 날씨에 바람이 거의 불지 않는 안정된 기단의 영향을 받고 있을 때, 지면의 급격한 기온 상승 예측을 통해 대류가 발생하여 뇌우발생(소나기) 가능성을 진단하는데 유용하지만, 저기압에 의한 강수나 하층수렴, 상층발산의 대류운동이 잘 발달된 연직대기 상태에 적용하는 것은 적합하지 않다. 또한, 빠른 기압계의 흐름(변질된 기단 영향)에서도 적합하지 않다. 만약, 850hPa을 통과하는 깊은 역전층이나 수증기가 급격하게 감소하는 층이 있는 경우에는 SSI를 보완한 LI를 참고할 수 있다. 상층의 한기가 동반된 뇌우 진단은 CT, TT, S, SWEAT가 유용하며, 여름철 호우형태는 KI, TI가 적합하다.

$$SSI = (T_{500} - T_L)$$

T_{500} : 500hPa면의 실제 온도
T_L : 850hPa면의 상승응결고도(LCL)에서 포화단열선을 따라 올라가 500hPa 면과 만난점의 온도

활용방법

여름철 바람이 없고 안정된 기단 내에서 정오~20시 사이의 소나기 예보에 활용성이 높다. 그림 3의 2010년 8월 2일 9시 사례에서 중부지방을 중심으로 0 내외의 SSI값이 분포하고 있으며, 뇌우(소나기)가 발달한 13시 레이더 영상에서 중부지방 일원에 강수대가 분포한 것을 볼 수 있다.

SSI는 850hPa의 기온 영향이 크므로 해발고도(산지, 평지)와 지형적 특징(해안, 내륙)에 따라 지수 값의 차이가 발생할 수 있지만, 일반적으로 3이하의 값에서 소나기 발생 가능성이 높은 것으로 알려져 있다. 여름 이외의 계절에서도 상층의 차가운 공기의 영향을 받으면서 흐름이 정체된 대기상태라면 이 지수를 활용할 수 있다.

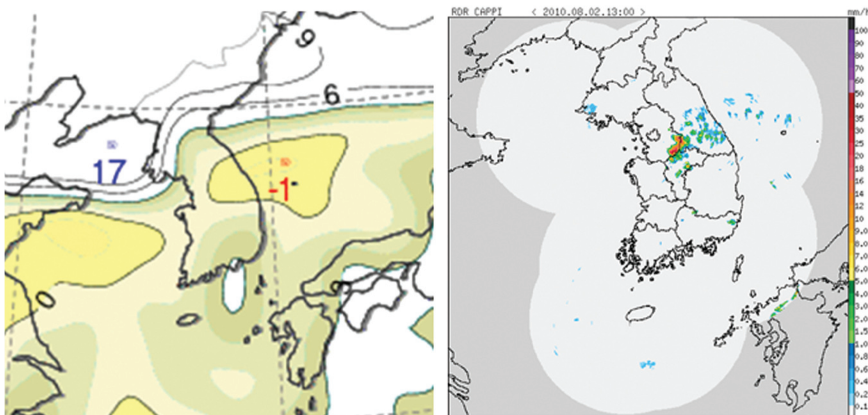


그림 3. 2010년 8월 2일 09시 UM-RDAPS SSI(850–500hPa) 분석장(좌), 13시 레이더 영상(우)

CT(Cross Totals)

정의 & 특징

CT(Miller, 1967)는 하층의 수증기와 중층의 기온으로 만들어진 지수로서, 간단하게 뇌우의 강도를 예측할 수 있다. 그렇지만 기압계의 이동으로 500hPa고도의 찬공기가 온난해 지거나, 850hPa의 습윤층이 건조하게 되면 CT값은 신뢰할 수 없다.

$$CT = D_{850} - T_{500}$$

T_{500} : 500hPa 기온, D_{850} : 850hPa 노점온도

활용방법

CT는 로키산맥의 동쪽과 난류의 영향을 받는 멕시코만 인근 지역에서 뇌우의 범위와 강도를 예측하기 위해 개발되었다. 동중국해와 인접한 우리나라에서도 이 지수는 활용가능하다. CT는 일반적으로 18~22는 보통의 뇌우 강도를 22, 이상은 강한 뇌우발생 가능성을 의미한다.

2006년 4월 19일 21시 오산 고층관측에서 850hPa 노점온도는 −5.9℃, 500hPa 기온은 −30.5℃를 보였다. 이때 CT는 24.6으로써 뇌우가 강하게 나타날 수 있는 조건을 만족했다. 실제로 19일 22시에서 20일 01시 사이에 수원관측소에서 뇌우와 함께 우박이 관측되었다. 이 지수의 특성상 500hPa에 한기핵을 가진 절리저기압(cut-off low)이나 발달된 상층 기압골의 영향 범위에 들 때 활용성이 높다.

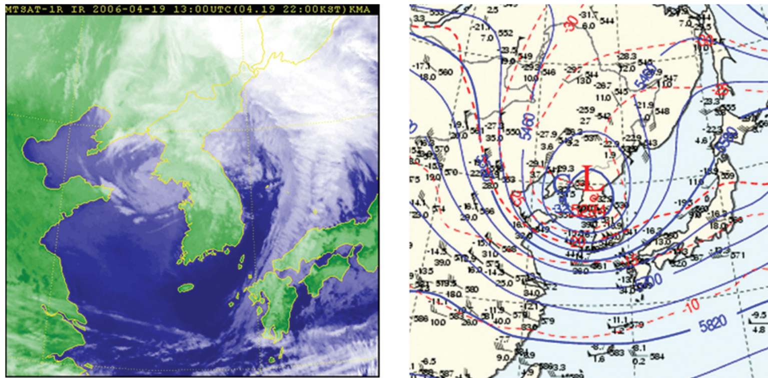


그림 4. 2006년 4월 19일 22KST 한반도 적외영상(좌)과 21시 500hPa 분석장(우)

TT(Total Totals)

정의 & 특징

TT(Miller, 1972)는 하층대기(850hPa)의 기온이 고려되지 않는 CT를 보완하여 뇌우의 범위와 강도를 예측하기 위해 개발되었다. 850hPa과 500hPa의 기온차이가 추가되어 대기 중·하층의 불안정 판단이 가능하게 된 것이 장점이다. 그렇지만, 수증기가 거의 존재하지 않을 경우 수치의 정확성이 떨어지는 단점이 있다. 만약, 850hPa 수증기가 적을 경우 CT를 이용하는 편이 더 낫다.

$$TT = VT + CT$$

$VT(Vertical\ Totals) = T_{850} - T_{500}$, CT : Cross Totals

CAPE(Convective Available Potential Energy)

정의 & 특징

CAPE(Moncrieff and Miller, 1976)는 기온과 수증기의 연직 분포로부터 대류를 발생 및 강화시킬 수 있는 잠재 에너지를 수치화 한 것이며, 단열선도(Skew T – log P)를 이용해 CAPE를 계산하는 방법은 다음과 같다.

$$CAPE(J/kg) = R_d \int_{EL}^{LFC} (T'_v - T_v)\, d\ln p$$

LFC : 자유대류고도, EL : 평형고도

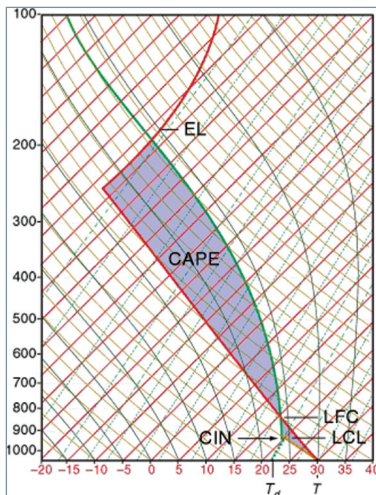


그림 5는 단열선도를 이용하여 CAPE를 계산하는 예이다. 여기서, EL은 175hPa, LFC는 800hPa, CAPE내 기온은 기온감율곡선에 비해 약 10℃ 더 높다. 따라서 간단하게 아래와 같이 CAPE를 계산할 수 있다.

$$\begin{aligned} CAPE &= 287 \times 10℃ \times \ln(800/175) \\ &= 4362J/kg \end{aligned}$$

그림 5. CAPE와 CIN(convection inhibition)의 개념을 위한 가상의 사운딩 그림. CAPE와 CIN은 보라색으로 색칠되어있으며, 두꺼운 붉은색은 기온감율곡선, 녹색점선은 수증기압곡선, 녹색점선은 포화혼합비선 임.(그림출처 : ATMOSPERIC SCIENCE JOHN M. WALLACE PETER V. HOBBS p346)

활용방법

CAPE는 저기압영향 내에서 대류성 강수가 발생 가능한 조건일 때, 시간당 최대 강수량, 돌풍 가능성 등을 예측하는데 참고자료로 활용성이 높다. 그렇지만 CAPE의 수치만을 이용하여 강수량이나 돌풍의 강도를 예측하는데 한계가 있다. 미국에서는 중규모 폭풍(뇌우, 토네이도)지표로 활용하고 있고, 우리나라에서는 주로 호우 및 돌풍 예측에 활용하고 있다. 그림 6의 실제 사례를 살펴보면, 2011년 4월 30일 6시에 중부지방을 중심으로 저기압에 의한 대류성 구름들이 발달하였다. 대류성 구름대의 분포는 100이상의 CAPE지역과 비슷한 것을 알 수 있다. 특히, 700이상의 높은 CAPE값 지역과 적외영상에서 가장 발달된 구름대의 위치는 모두 경기만을 중심으로 위치하고 있다. 호우가 예상될 때, 호우구역의 위치 및 강수집중 시간, 발달 및 약화 등을 일기도 분석과 CAPE예측을 통해 진단 할 수 있음을 의미한다.

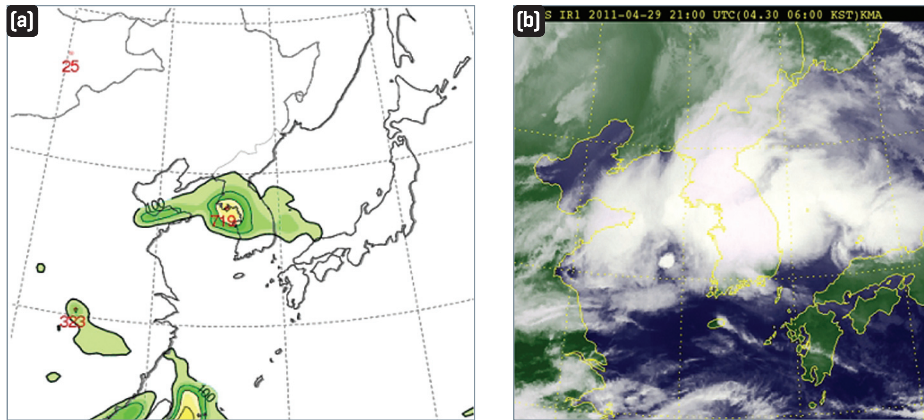


그림 6. 2011년 4월 30일 06 KST, UM-RDAPS CAPE(a) 예측장(12UTC 생산)과 적외영상(b)

참고할 만한 불안정지수들

S(S Index)

S는 TT를 보완한 지수로서, 700hPa의 수증기와 다양한 변수가 추가됐다. 700hPa 수증기의 첨가는 지표 및 하층대기의 복사열이 약한 유럽지역의 기후 특성을 고려한 것이다. 700hPa의 수증기는 강수 및 뇌우 발달을 예측하는데 유용하다.

$$S = TT - (700\,T - 700\,T_d) - A$$

TT : Total Totals, T_d : 이슬점, T : 온도, A : VT〉250이면 A=0, 25≥VT≥220이면 A=2, VT〈220이면 A=6, $VT(Vertical\,Totals) = T_{850} - T_{500}$

표 2. S 지수를 이용한 뇌우 강도 구분

적용지역	약 함	보 통	강 함
유럽 (4 ~ 9월)	〈 39	39 ~ 46	〉 46

SWEAT(Severe Weather Threat Index)

SWEAT는 뇌우 발달과 관련된 CT와 TT를 개선한 지수로서, 평범한 뇌우보다는 격렬한 폭풍과 토네이도를 예상하기 위해서 고안됐다. 850hPa과 500hPa 풍속항을 추가하여, 대기 중 · 하층 풍속차이와 바람시어가 고려되었으며, 뇌우와 함께 돌풍예상에 적용할 수 있다. 그렇지만, 상층의 기온이 따뜻한 열대성기단 내에서 발생하는 여름철 호우와 직접적인 상관관계를 보이지 않는다.

$$SW = 20(TT - 49) + 12D_{850} + 2\,V_{850} + V_{500} + 125[\sin(\Delta\ V_{500-850}) + 0.2]$$

TT : Total Totals, V_{850} : 850hPa 풍속, V_{500} : 500hPa 풍속, D_{850} : 850hPa 이슬점

표 3. SWEAT를 이용한 뇌우 강도 구분

적용지역	약 함	보 통	강 함	토네이도 발생가능
미국 평원지역 (상층 한기동반)	〈 275	275 ~ 300	≥ 300	≥ 400

TI(Thompson Index)

TI는 산악지역에서 사용할 수 없는 KI를 보완하고, 역학적 불안정 대기상태와 대류불안정(SSI 또는 LI)으로 발생하는 뇌우를 모두 고려한 지수이다.

$$TI = KI - LI$$ (KI : K-Index, LI : Lifted Index)

표 4. TI를 이용한 뇌우 강도 구분

적용지역	약 함	보 통	강 함
로키산맥	20 ~ 29	30 ~ 34	≥ 35
로키산맥 동쪽	25 ~ 34	35 ~ 39	≥ 40

LI(Lifted Index)

LI는 850hPa 면을 지나는 역전층 또는 수증기가 급격하게 감소하는 층이 있는 경우에 SSI를 수정 적용하기위한 값이다. LI는 SSI 값보다 약간 적은 경향이 있다.

$$LI = T_L - T_{500}$$

T_{500} : 500hPa면의 실제 온도, T_L : 850hPa면의 상승응결고도(LCL)에서 포화 단열선을 따라 올라가 500hPa 면과 만나는 점의 온도

표 5. LI 수치별 뇌우 및 토네이도 강도구분

약 함	보 통	강 함	토네이도
0 ~ −2	−3 ~ −5	〈 −5	〈 −6

[참고문헌]

기상청 예보기술팀, 2011 : 예보관 핸드북 시리즈 2. 한눈에 보는 호우개념모델.

홍성길, 1995 : 기상 분석과 일기예보, 교학연구사, 211–214

Capt M. R., J. P. Capt, F. H. MSgt, S. L. MSgt, G. W. TSgt, J. Mike., and C. Debbie, 1998: Meteorological Techniques. Convective Wea, 3, 188-192.

Daniel A Brothers, 2008: Forecasting summertime convection in western north dakota using raob. 2008 24th conference on severe local storms, Session 6.

Galway, J. G., 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. Bull. Amer. Meteor. Soc., 37, 528-529.

George, J. J., 1960: Weather Forecasting for Aeronautics. Academic Press, 410-415.

Miller, R.C., 1967: Notes on analysis and severe storm forecast procedures of the military weather warning center. Tech. Rep. 200, U.S. Air Force Air Weather Service, Scott AFB, 170 pp.

Miller, R. C., 1972: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Rept. 200(R), Headquarters, Air Weather Service, USAF, 190 pp.

Moncrieff, M. W., and M. J. Miller, 1976: The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 102, 373-394.

Shou S., L. Zhang., and Y. Shou, 2006: Numerical Simulation and Diagnostic Analysis of a Severe Convective Storm Process with Tornado. 2006 23rd conference in severe local storms, Session 10.

Showalter, A, K., 1947: A stability index for thunderstorm forecasting. Bull. Amer. Meteor. Soc., 34, 250-252.

13 호우분석 및 예측 가이던스

상·하층 제트 결합(coupling)

상·하층 제트 결합이란 고도가 다른 두 층(하층·상층)의 강풍대가 그림 1과 같이 교차하는 형태를 일컫는 용어로서, 강한 대류가 발생하기 쉬운 물리적 특징을 함축하고 있다.

그림 1에서 지상저기압 중심을 기준으로 한랭전선과 온난전선 사이에 위치한 붉은색 구역은 남풍(하층제트)에 의해 저위도의 고온·다습한 공기가 유입되어 잠재적 불안정한 대기가 만들어진 지역이다. 고온·다습한 공기는 하층 제트에 의해 빠르게 고위도로 이동하면서 포화되고 상승운동을 하게 되는데, 그림과 같이 상층제트가 이 지역의 상공을 지나가게 되면, 대류운동이 급격하게 발달할 수 있다. 따라서 하층제트에 의해 충분히 습윤해진 하층대기 상공으로 상층제트가 위치한다면, 발산구역의 중심이 어디인가를 찾는 것이 정확한 호우예보에 열쇠가 된다.

그림 2는 상층제트 최대풍속과 제트축(Jet Streak)을 기준으로 호우발생 가능 구역을 찾는 간단한 방법이다. 상층의 발산이 뚜렷이 나타나는 구역은 최대풍속을 지나는 제트축을 기준으로 그림2에서 1분면(우상단면)과 3분면(좌하단면)이다. 1분면은 대류발생은 가능하나 제트축의 북쪽에 위치하기 때문에 한대기단의 영향권에 있어서 호우를 발생시킬 수 있을 만큼의 충분한 수증기가 없다. 반면, 3분면은 제트축의 남쪽인 아열대기단의 영향을 받는 지역으로서 호우를 발생시킬 수 있는 잠재에너지가 충분한 지역이다(Uccellini and Johnson 1979).

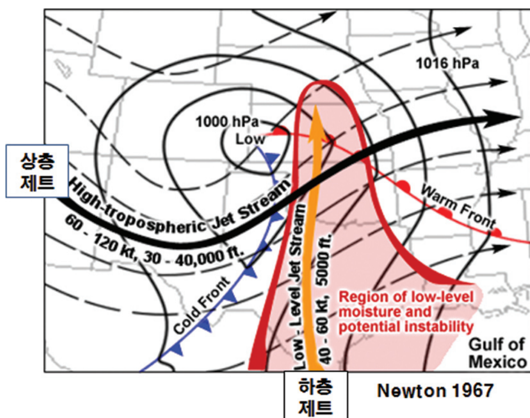


그림 1. 하층제트와 상층제트가 결합된 모식도

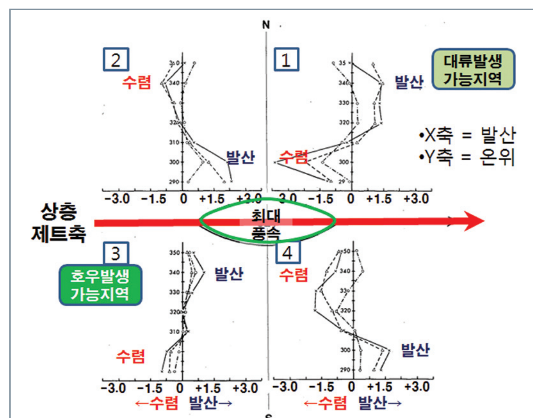


그림 2. 최대풍속지점을 지나는 제트축을 기준으로 구분한 대류발생, 호우발생 가능 구역(Uccellini and Johnson 1979 참조)

습윤기류와 건조기류의 합류

그림 3은 미국 중부지역에서 발생되는 호우를 개념화한 모식도이다. 호우는 지상의 저기압이나 상층 기압골 동쪽에서 발생하는데, 하층대기에서 온난 · 습윤한 공기가 멕시코만으로부터 유입되면서 상승기류로 전환된다. 중층대기에서 건조한 기류는 로키산맥을 넘어오면서 하강기류로 전환된다. 상승 · 하강기류로 전환된 성질이 다른 두 공기가 만나는 지점은 호우가 발생하기 좋은 조건이 된다. Hobbs et al. (1990)은 지상의 한랭전선이나 기압골의 동쪽에서 이런 특징(호우발생 구조)이 잘 발생할 수 있음을 보였다. 그림 4는 2010년 7월 16일 중부지방에 호우가 발생된 사례로서, 수증기 영상과 850hPa 상당온위 분포를 보여준다. 남서류의 영향으로 850hPa 고상당온위 능(ridge)이 중국 양쯔강에서 중부지방으로 향해 있으며, 수증기 영상에서 이 지역은 저위도의 수증기가 고위도로 이동하는 통로였음을 알 수 있다. 반면, 이 고상당온위 능의 북쪽으로는 수증기 영상에서 건조한 공기가 놓인 것을 볼 수 있다. 중부지방에 발달한 대류성 구름대는 그림 3과 같이 층간 성질이 다른 공기가 동시에 유입된 결과이다.

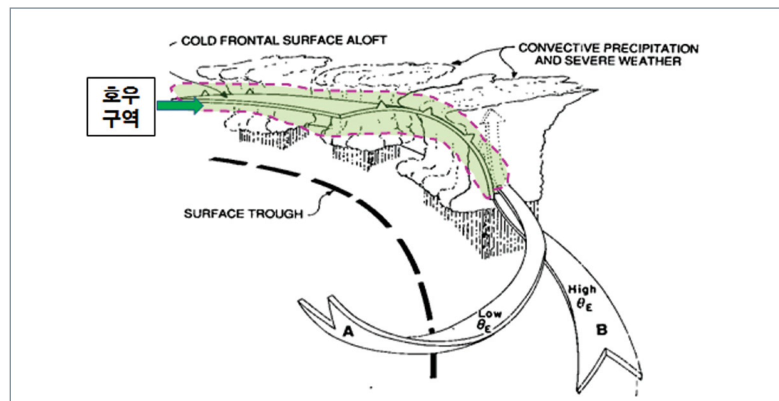


그림 3. 한랭전선 전면부에서 발생하는 호우 모식도(Hobbs et al. 1990)

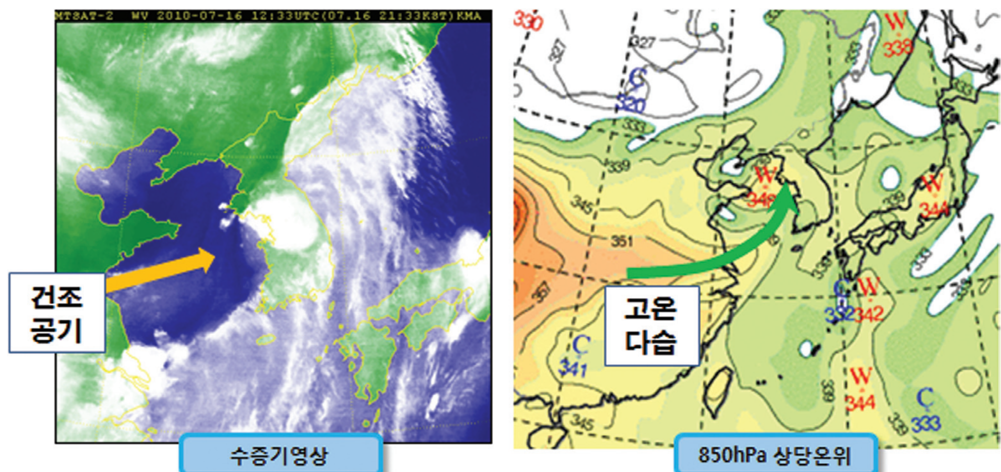


그림 4. 2010년 7월 16일 21시(12UTC) 수증기영상과 850hPa 상당온위 분포

온난이류와 연직시어

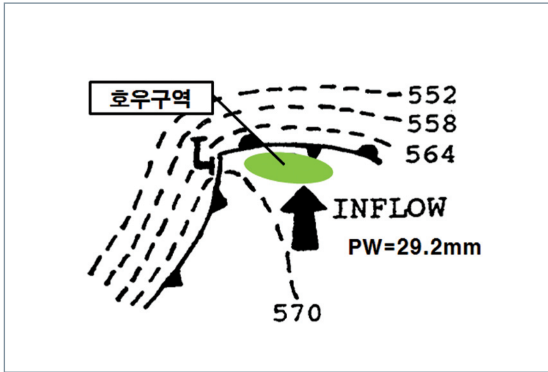


그림 5. 1000–500hPa층후(파선) 분류(diffluence) 패턴과 가강수량(PW:precipitable water)을 이용한 호우구역 모식도

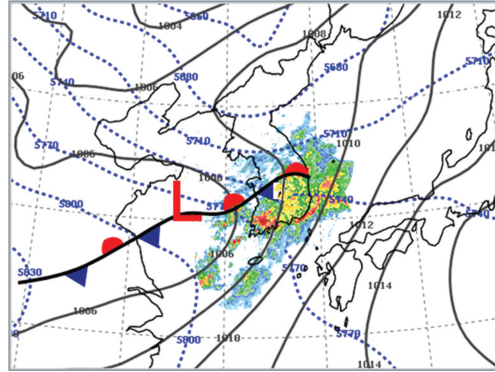


그림 6. 2009년 7월 7일 00UTC 지상일기도(실선)와 1000–500hPa 층후(파선), 레이더영상 중첩도

그림 5는 지상일기도의 특징과 1000−500hPa 층후 패턴을 이용한 호우구역을 찾는 방법이다. 호우는 그림 1에서 보았듯이, 지상 저기압이나 골을 기준으로 동쪽(온난전선 · 정체전선의 남쪽)에 잠재 불안정 공기가 위치한 지역에서 발생한다. 이 지역의 상공으로 1000−500hPa 층후의 형태가 분류(diffluence) 일 때, 온난이류와 함께 층간 바람시어가 커지면서 호우가 나타난다(손에 잡히는 예보기술 1호 "층후 분석" 참조). 그렇지만 완벽한 호우 패턴이더라도 대기에 수증기 함유량이 호우를 발생시킬 수 있을 만큼 충분해야 한다. 그림 5에서는 중규모의 호우구역을 찾기 위해 가강수량 값을 약 29이상으로 제시했다. 그림 6은 남부지방을 중심으로 호우가 발생된 2009년 7월 7일 00UTC의 분석장과 레이더영상 중첩도이다. 우리나라에서도 지상저기압의 동쪽에서 많은 호우가 발생하는데(예보기술팀 2011), 1000−500hPa 층후 분류지역 내에서 정체전선 남쪽에 호우구역이 위치한 것을 확인할 수 있다.

하층제트가 동반된 호우형의 분석 및 예측방법

① 불안정지수 KI >30, 열에너지지수 850hPa θ_e >333K 이어야 한다.

② 지상저기압이 접근해 온다면, 850hPa 남풍이 부는 지역(850hPa 저기압중심·기압골의 동쪽)에서 25kts 이상의 최대풍속 지점을 찾는다.

③ 강풍 중심을 통과하는 유선이나 제트축을 기준으로 그림 7의 우측하단에 표시된 것처럼, A와 B의 호우발생 가능지역으로 각각 구분된다.

④ 이 호우발생 가능지역의 상공으로 200hPa 혹은 300hPa에 제트기류가 위치하고, 상층제트축을 기준으로 제트 입구(최대풍속지점을 기준으로 남서쪽)에 위치한다면 호우발생 가능성은 매우 높다.

⑤ B 구역 부근에는(서쪽 혹은 북쪽) 반드시 건조역이 위치해야 하고, 기류의 진행방향을 고려하여 건조공기가 B 구역으로 유입될 수 있어야 한다.

⑥ A와 B의 두 호우구역 모두 위의 1~4번 항목을 만족하고, 15kts 이상의 남풍이 부는 지역으로 제한된다.

우리나라에 적용

그림 7은 상·하층 제트 결합, 성질이 다른 기류의 합류, 온난이류와 연직시어 등 호우발생 특징을 고려하여 우리나라에 적용한 호우 모식도이다. 예보기술팀(2011)은 우리나라에서 발생한 10년(2000~2009)간 70개 호우사례를 분석하여, 총 6개의 호우모델을 도출했는데, 이 중 가장 많은 호우발생빈도를 보이는 모델이 그림 7과 같이 하층제트가 동반된 호우유형이다.

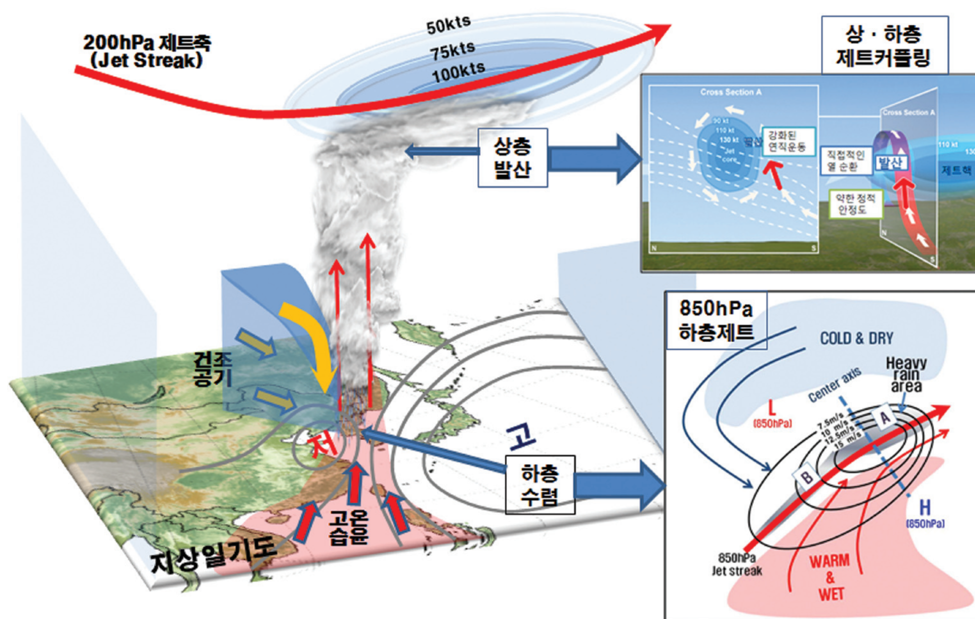


그림 7. 하층제트가 동반된 우리나라 호우구조의 3차원 모식도

[참고문헌]

기상청 예보기술팀, 2011: 손에 잡히는 예보기술 1호 층후 분석, 2호 하층제트, 3호 불안정지수

기상청 예보기술팀, 2011: 예보관 핸드북 시리즈 2. 한눈에 보는 호우개념모델.

Chen, T. C., and J. A. Kpaeyeh, 1992: The synoptic-scale environment associated with the low-level jet of the great plains. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 416-420.

Funk, T. W., 1991: Forecasting techniques utilized by the Forecasting Branch of the National Meteorological center during a major convective rainfall event. *Wea. Forecasting*, 6, 548-564.

Hobbs, P. V., J. D. Locatelli, and J. E. Martin, 1990: Cold fronts aloft and the forecasting of precipitation and severe weather east of the rocky mountains. *Wea. Forecasting*, 5, 613-626.

Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 682-703.

_______, and P. J. Kocin, 1987: The interaction of jet streak circulations during heavy snow events along the east coast of the United States. *Wea. Forecasting*, 2, 289-308.

14

중규모 대류시스템

이번호에서는 중규모 대류계의 정의와 특징 및 예보에 활용하는 방법에 대해서 알아본다. 중규모 대류계에 동반된 현상들은 레이더와 위성 관측을 통한 형태학적 분류로서 스콜선(Squall Line), 활 에코(Bow Echo), 중규모대류복합체(MCC) 등으로 나눌 수 있는데, 이번호는 중규모 대류계 현상 중 스콜선을 집중해서 설명하였다.

중규모 대류계(MCSs; Mesoscale Convective Systems)란?

복합적인 뇌우(Thunderstorm Complex)와 지속적인 강수가 나타나는 지역이 연결되어 수평 규모가 한 방향으로 최소한 100km 이상의 규모를 가지는 구름계(Cloud System)를 의미하며, MCSs 또는 MCS로 축약해서 사용한다. MCSs에서는 깊은 습윤 대류(Deep-Moist Convection)활동이 지속적으로 발생하며, 이로 인하여 중규모 연직 순환(Mesoscale Vertical Circulation)이 발생한다(AMS Glossary, 2000). 표 1은 중규모의 기상현상을 요약한 것이다.

표 1. 수평, 시간규모별 중규모 분류와 기상현상 요약

구 분	수평 규모	시간 규모	전형적인 기상현상
Meso-α	200~2,000km	6시간~2일	제트기류, 태풍, 약한 고기압
Meso-β	20~200km	30분~6시간	국지풍, 산악풍, 해륙풍, MCSs, 대형뇌우
Meso-γ	2~20km	3분~30분	대부분 뇌우, 대형 적란운, 토네이도

표 1에서 MCSs는 Meso-β 규모로서 100km의 수평규모와 수 시간의 지속시간을 가진다.

MCSs의 강수 구역별 특징

MCSs의 강수 구역은 대류성 강수(Convective Precipitation) 구역과 층운형 강수(Stratiform Precipitation) 구역으로 나눠진다. 대류성 강수구역은 연직으로 높게 발달한 대류운에 의해 강한 비가 내리며, 층운형 강수구역은 강수 강도가 상대적으로 약하다(그림 1 참조).

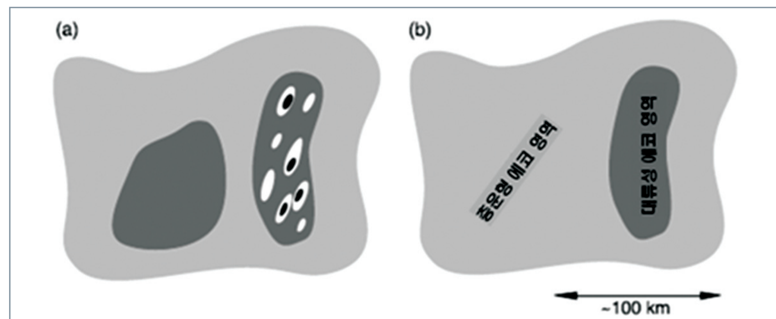


그림 1. MCSs의 레이더 (a)반사도 영상, (b)대류성 영역과 층운형 영역 구분 (Houze, 2004)

층운형 강수구역은 통계적으로 레이더 반사도 34dBZ(시간당 강수량 5mm) 이하로서, 발생한지 오래된 대류운이 소산되는 단계이거나 약한 상승운동의 결과로 나타난다. 그림 1(a)를 보면 강한 반사도를 가지는 대류성 강수 영역 후면(왼쪽)에 두 번째 높은 반사도를 가지는 영역이 보인다. 이 지역은 전방의 강한 상승기류를 따라 빙결고도 보다 높게 상승하여 형성된 빙정들이 후방으로 이동하는 기류를 따라 하강하면서 빙결고도 부근에 도달하여 녹으면서 발생하는 '밝은 띠(Bright Band)' 구역으로 반사도는 대류성 강수구역과 비슷한 35dBZ(시간당 5mm강수) 이상이지만 층운형 구름에서 내리는 약한 강수가 나타난다.

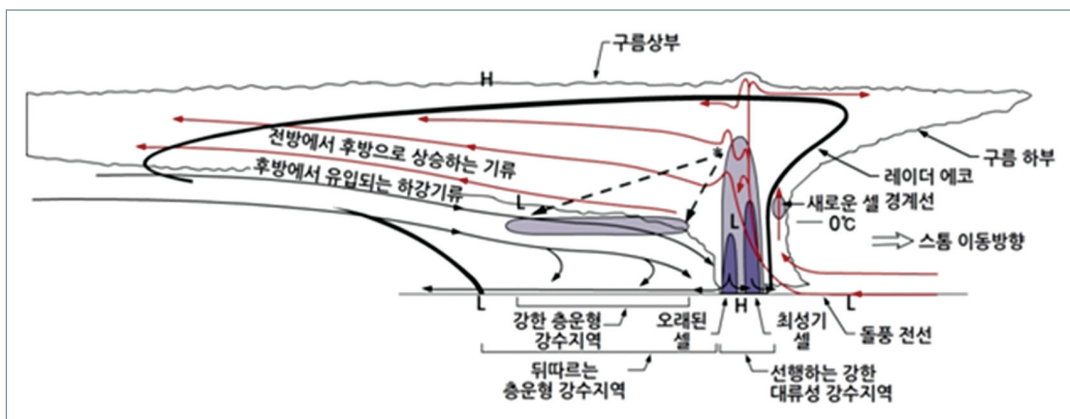


그림 2. 최성기에 달한 MCSs의 이동 방향에 따라 연직으로 자른 단면도(Houze et al., 1989)

MCSs에 동반되는 레이더 에코의 형태가 모두 이런 형태를 가지는 것은 아니지만, 최성기에 달한 MCSs의 운동역학, 구름물리 분석, 레이더 에코와 위성 영상 분석을 통해서 Houze et al. (1989)는 그림 2와 같은 MCSs의 개념도를 만들었다. 그림 2에서 반사도 35dBZ 이상인 구역을 회색으로 50dBZ 이상인 구역을 검은 색으로 채색하고, 강수가 내리는 지역(반사도 구역: Radar Echo Boundary)은 두꺼운 선으로, 구름 영역(Cloud Base)은 얇은 선으로 보여준다. 발달된 MCSs의 전면에는 돌풍전선(Gust Front)이 형성되고 약 10km 후방에 좁고 높게 발달한 대류활동 구역(Mature Cell)이 위치한다. 대류성 셀(convective cell)의 바로 후방에는 쇠퇴하는 셀(cell)이 형성되고 그 전면에 새로운 셀(cell)이 발달한다. 대류 활동에 의해서 대기 상층으로 이동했던 빙정들이 하강하면서 두 번째 높은 반사도 영역인 Bright Band가 대류계의 중층에 형성된다. 강한 대류셀의 전면(진행방향을 기준으로 동쪽)에서 유입되는 기류는 대류권계면까지 이동하고, 대류권계면 이하의 상층 고도에서는 강한 대류셀의 전면에서 후방으로 향하는 상승기류(Ascending Front-to-rear flow)가 위치한다. MCSs의 후방에서 전방의 대류 영역으로 유입되는 하강기류(Descending Rear Inflow)도 존재한다.

Bright-Band(밝은 띠)가 나타나는 이유?

(1) 반사도 차이

⇒ 입자크기(큰 입자) + 유전율(물 0.93, 얼음 0.197)
빙정이 0℃를 지날 때, 표면이 녹기 시작하면서 유전율이 커지고, 입자크기는 수적보다 크므로 높은 반사도 값을 보임

(2) 종단속도 차이

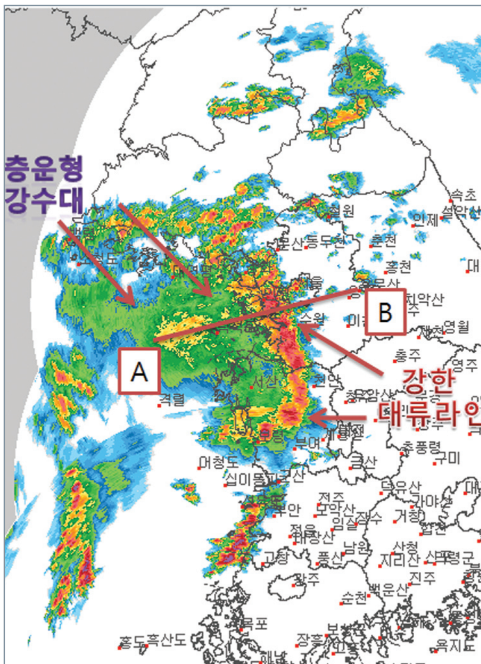
⇒ 수농도 감소 + 입자크기(작아짐)
빙정이 녹는 과정에서 모양이 불규칙적(irregularly)으로 되어 종단속도가 느려지나 빙정이 모두 녹아서 수적이 되면 규칙적인 모양과 높은 밀도로 종단속도가 커짐. 또한 수적은 빙정보다 입자크기가 작아 Bright Band 아래에서는 상대적으로 낮은 반사도 값을 보임

* 종단속도(terminal velocity): 물체가 더 이상 가속되지 않고, 일정한 속도로 낙하할때의 속도로서, 밀도와 모양(shape)에 영향을 받음. 밀도가 클수록 모양이 일정할수록 속도가 빠름

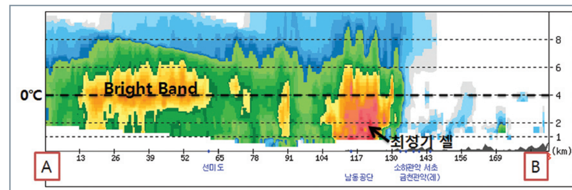
그림 3은 최근 우리나라에서 발생한 MCSs에 동반된 강수 특징을 보여주는 사례로서, 그림 1과 2에서 제시한 MCSs의 모식도와 비슷한 강수에코 분포를 보여준다.

그림 3(a)를 보면, 2013년 7월 8일 10시 30분 현재 강화도에서 충청남도까지 남북으로 강하게 발달된 에코가 위치한다. 반사도가 45dBZ 이상을 보이며, 서에서 동쪽으로 이동 중이다. 이 에코는 11시경 서울 관측소를 통과하였는데, 15분간 최대 10mm의 강한 비를 뿌렸다. 그러나 이 에코가 지나간 후 경기만에

(a) 레이더영상



(b) 레이더영상(a)의 연직단면도



(c) 서울의 15분 누적강수량 분포도

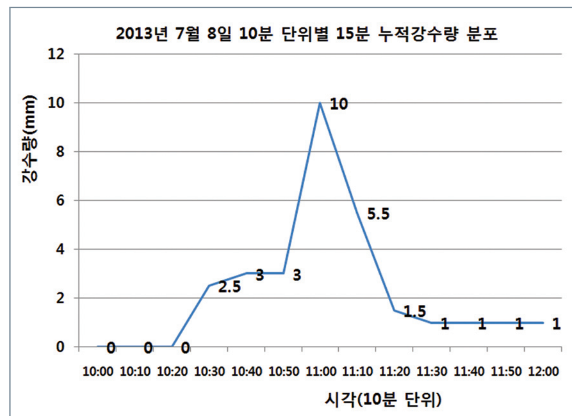


그림 3. 2013년 7월 8일 10:30(kst)을 기준으로 분석한 레이더영상과 서울 강수량 분포

위치한 반사도 34dBZ 이상의 에코에서는 15분간 1mm 정도의 약한 비만 내렸을 뿐이다. 강한 에코중심을 기준으로 동서로 자른 그림 3(b)의 연직단면도를 보면, 경기만에 위치한 강한 강도의 에코가 Bright Band라는 사실을 찾아 낼 수 있다. 지상부근의 에코강도는 34dBZ 이하로 강하지 않은 반면, 약 4~5km 고도에 떠 있는 에코의 강도는 34dBZ 이상이다. 이 에코(4~5km 상공)의 기온은 0℃ 부근 이었다. 남북으로 위치하면서 서에서 동으로 이동하는 이 시스템은 그림 1(a)와 그림 2에서 제시한 MCSs 시스템의 대류성 강수지역, 층운형 강수지역, Bright Band의 특징과 구조에 일치하는 구조와 특징에 일치하는 사례였음을 알 수 있다. 그림 4는 같은 시각 천리안 위성사진이다. 경기만과 태안반도 부근으로도 높게 발달된 구름이 분포하고 있기 때문에 레이더 영상에서 Bright Band를 연진단면도로 분석하기 전에는 강수량을 과대 예측할 소지가 충분한 상황이었다. 따라서, MCSs내에서 강한 대류성 셀이 발달하여 이동할 경우 진행방향의 후면에 강한 에코대가 위치하면 Bright Band일 가능성을 의심하고 연직대기 분석 등을 통해 에코를 판별해야 한다.

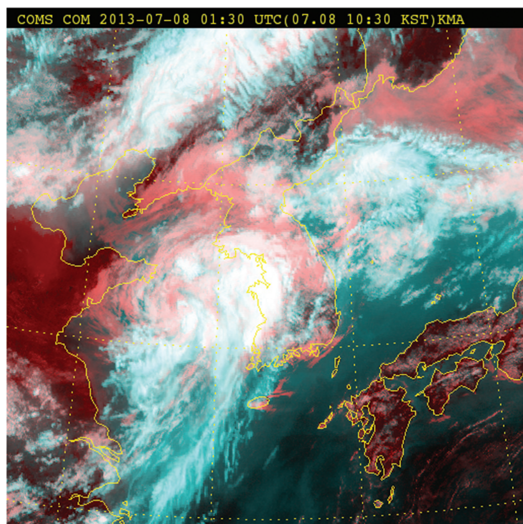


그림 4. 천리안 위성영상(2013년 7월 8일 10:30)

☞ 여름철 강한 대류성 셀이 발달한 후 그 후면에 Bright Band가 나타나는 경우가 많음. 이때, 강수량을 과대 예측하여 특보를 발표할 경우 특보 기준에 미달될 수 있음을 주의. 연직단면도 분석을 통해 지표부근에 강한 반사도를 가진 호우형 셀인지 혹은, 약 5km 고도(0℃ 부근)에 위치한 Bright Band인지를 찾아내야 함

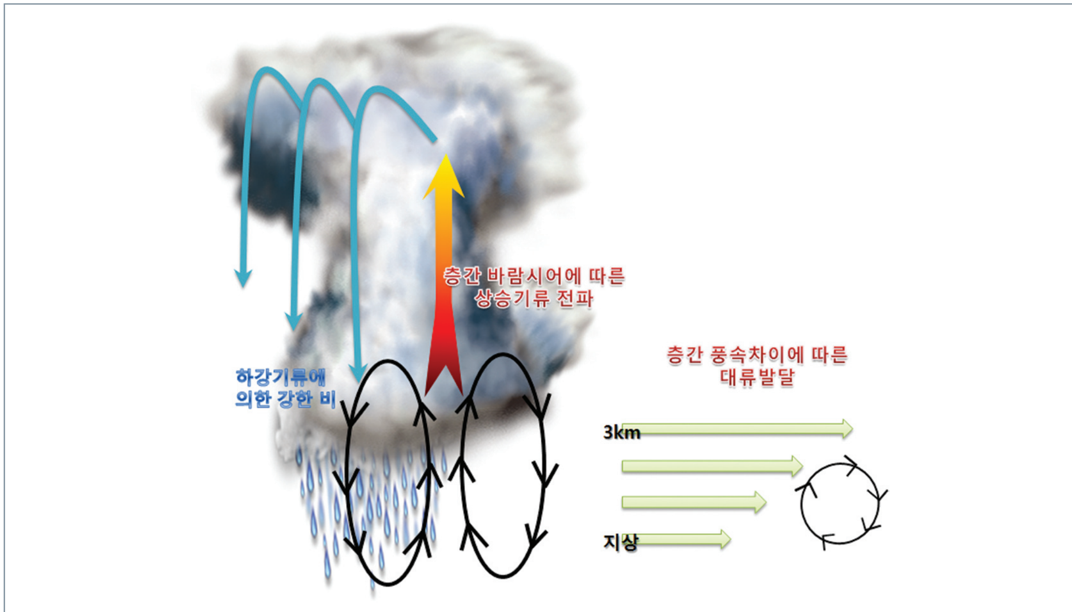


그림 5. 불안정한 대기에서 발생한 뇌우의 강도를 유지시켜주는 연직 바람시어 모식도

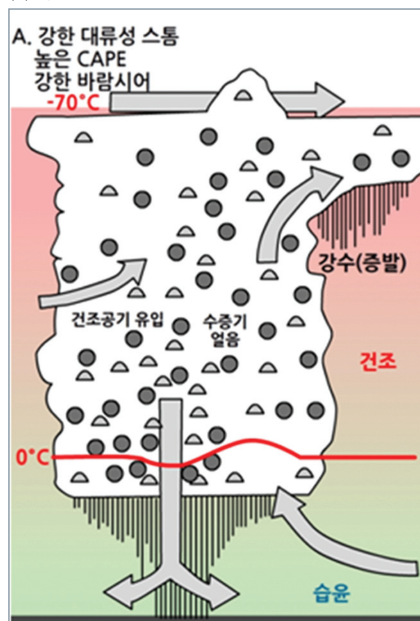
여름철에 발생하는 뇌우의 경우 그림 3(b)와 같이 강한 반사도를 가진 구역이 빙결고도보다 낮은 뇌우의 하부에 위치한다. 충돌과 병합 과정을 거치는 따뜻한 비(Warm Rain)의 구조를 보이면서 강수가 매우 강한 것이 특징이다. 최성기에 도달한 뇌우가 얼마나 오랜 기간 강도를 유지하는가는 연직 바람시어의 크기와 관련성이 높다. 그림 5는 불안정한 대기에서 발생한 뇌우의 강도를 유지시켜주는 연직 바람시어의 역할을 나타낸 모식도이다. 풍향 혹은 풍속의 연직 바람시어는 하강기류와 상승기류를 지속적으로 발생시키고 이에 따라 뇌우의 최성기가 수 시간 동안 유지되는 다중 셀(Multi cell) 혹은 슈퍼 셀(Super cell) 뇌우로 발달할 수 있다.

MCSs에서 발생하는 스톰의 구조와 강수과정

대류성 스톰(Convective Storm)의 절대적인 높이가 비슷하더라도 전체적인 무게 중심이 하부에 있는지 상부에 있는지에 따라서 강수강도에 차이가 발생한다. 그림 6(a)의 스톰 단면도는 높은 대류가용잠재에너지와 큰 연직 바람시어에 따라 대류성 스톰이 연직으로 강하게 성장하면서 스톰의 최하층이 지상으로부터 일정한 높이에서 시작된 '상승 대류(Elevated Convection)'의 모습을 보여준다. 봄과 초여름에 발생하는 형태로서, 대류가용잠재에너지가 크고, 많은 수증기를 함유하고 있더라도 자유대류고도(LFC)가 높기 때문에 일정한 규모 이상의 강한 수렴이나 외부의 힘이 필요하다. 대류 구름대의 최저고도는 높고, 빙결고도는 낮기 때문에 구름내부의 입자가 대부분 얼음 알갱이로 구성되어 있다. 주변 대기로부터 건조한 공기가 유입되면 증발에 의해서 상층 구름내부의 강수입자(혹은 구름질량)가 감소한다. 이런 형태로 강하게 발달된 대류성 스톰은 순간적인 강우강도는 크더라도 지속 시간이 짧기 때문에 누적강수량과 강수 효율성이 크게 떨어지는 약점을 가지고 있다. 반면 그림 6(b)의 경우에는 지표면에서 가까운 곳에 대류구름대의 최하층이 위치하므로 스톰의 최하층과 빙결 고도 사이에 충분한 공간이 확보되어 있다. 이는 상대적으로 상승기류가 약하더라도 대기

하층의 수증기가 충분히 공급될 수 있는 장점을 가지고 있다. 따라서 구름 내부에는 다양한 크기의 강수 입자들이 높은 밀도를 가지고 존재한다. 또한, 일단 하강기류에 동반되어 강수가 시작된 이후에도 차갑고 밀도가 높은 공기 덩어리가 콜드 풀(Cold Pool)을 형성해서 스톰 방향으로 지속적으로 수증기를 공급할 수 있기 때문에 상대적으로 오랜 시간 동안 강수 현상이 유지될 수 있어 누적강수량과 강수의 효율성이 증가하게 된다.

(a) 강하게 발달한 스톰구조



(b) 낮은 중심의 스톰구조

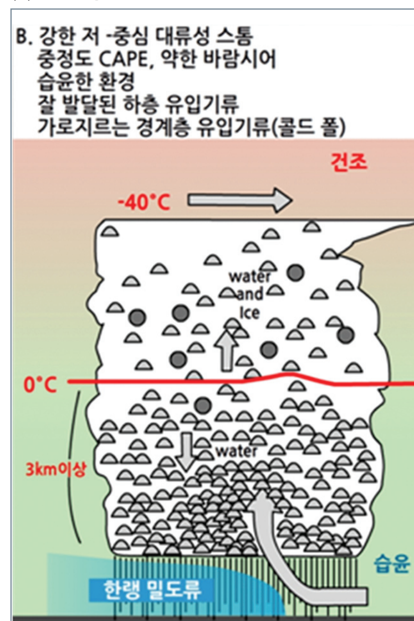


그림 6. 높은 무게 중심을 가지는 대류성 스톰(좌)과 낮은 무게 중심을 가지는 대류성 스톰(우)에서의 강수량 차이를 보여주는 모식도

그림 7은 낮은 무게중심을 가지고 호우를 발생시키는 스톰의 연직단면도이다. 대부분의 강한 반사도를 가지는 구역이 빙결고도 이하인 −10℃ 고도보다 낮은 고도에 위치한 것을 볼 수 있다. 이렇게 연직으로 구름 내부의 온도가 영상인 따뜻한 구름 층이 3~4km 이상 분포하게 되면 구름 내부에는 구름 물량의 농도가 높게 나타나고 구름 입자의 크기 분포가 다양하기 때문에 강수 과정이 따뜻한 비(Warm Rain) 과정에서 충돌과 병합(Collision−coalescence)을 통해 강수입자가 충분한 크기로 성장할 수 있다.

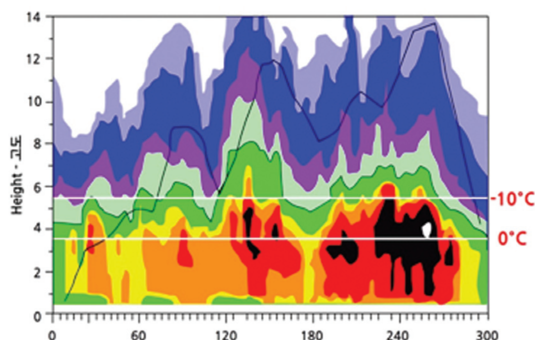


그림 7. 낮은 무게 중심을 가진 대류성 스톰의 단면도 예

우리나라의 여름철 호우구조

손병주(2013)는 한반도에서 발생한 호우의 발생기구 연구에서, 미국의 호우시스템과 달리 우리나라는 그림 7과 같이 낮은 무게중심(저고도에 가장 강한 강도의 레이더 반사도)을 보이는 온난형 구조에서 호우가 주로 발생함을 제시했다. 온난형 호우구조는 500hPa 고도의 기온이 −10℃보다 높으며, 이 고도 이하에서 가장 강한 반사도(35dBZ 이상)를 가진 에코의 중심이 위치하는 경우로 간단히 구분할 수 있다. 온난형 호우는 대류가용에너지(CAPE)가 큰 값(상층까지 양의 면적)을 가지지 않더라도 발생할 수 있는데, 그림 8에서 온난형 호우가 한랭형 호우보다 CAPE의 값이 작음을 알 수 있다. CAPE는 강수예측모델에서 대류성 강수량을 계산하는데 중요한 인자로 사용되므로, 온난형 호우구조는 강수량을 적게 모의할 수 있다. 850hPa에 남서풍의 제트기류에 의한 저위도의 많은 양의 수증기 유입은 중하층 대기를 습윤하게 만드는 주요 요소이며, PW (Precipitable Water; 가강수량)의 값은 한랭형 호우와 온난형 호우에서 차이가 발생하지 않음을 보였다. 따라서, 상층대기까지 강한 상승운동이 없더라도 지표부근과 중하층대기에 많은 양의 수증기만으로 호우가 발생할 수 있다. 온난형 호우셀은 영상층의 중하층대기에서 만들어지기 때문에 빙정이 거의 분포하지 않으므로 한랭형 호우셀보다 천둥번개의 발생빈도가 적다. 계절적으로 가장 기온이 높은 시기인 7월과 8월에 온난형 구조의 호우가 많이 발생한다. 반면, 한랭형 호우구조에서는 습윤한 영하층의 두께가 크기 때문에 많은 빙정이 수적과 같이 분포한다. CAPE의 값이 크고 천둥번개의 발생빈도가 온난형보다 많다.

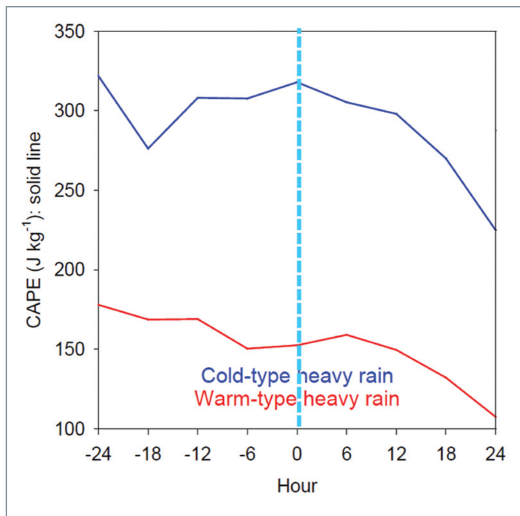


그림 8. 호우발생시각(0)을 기준으로 전후 24시간동안 CAPE의 변화

☞ 여름철 500hPa 기온이 -10℃보다 높고 중하층 대기가 습윤하면서 불안정할 경우 온난형 호우구조에서 강한비가 내리므로 예상모델의 강수예측값 보다 많은 양의 비가 내릴 수 있음을 주의해야 함. CAPE가 300보다 낮더라도 호우가 발생할 수 있음. SRH(연직 바람시어)가 큰 값을 보일 경우 CAPE가 150 부근이라도 호우 가능성이 있음

대류성 스톰의 이동 방향과 전파

강수 강도 못지않게 한 지점의 총 강수량을 결정하는 요소가 전체 대류계의 이동 방향을 파악하는 것이다. Doswell et al. (1996)과 Parker and Johnson(2000)은 그림 9와 같이 동일한 형태의 스콜선이 관측 지점(노란색 점)을 지나갈 때 스콜선의 진행방향에 따라 누적 강수량이 변화되는 것을 조사하였다. 스콜선의 강도가 비슷하다면 진행방향에 따라 관측지점의 강수량 분포는 4가지로 나눠진다. ①의 경우에는 강한 대류성 강수가 아주 짧은 시간 동안 관측소를 통과하기 때문에 전체 강수량은 상대적으로 작아 호우에 의한 피해가 발생하지 않는다. ②는 스톰이 관측소를 지나가는데 걸리는 시간이 ①에 비해서는 상대적으로 길지만 호우에 의한 피해가 크지 않은 유형이다. ③번의 경우는 전방에 발달한 대류성 스톰구역이 존재하고 그 후방에 층운형 강수구역이 위치하는 전형적인 스콜선에서의 강수구조를 보여준다. 강수량 분포를 보면 전체 강수 지속시간에 비해서 총 강수량이 많지는 않은 것을 알 수 있다. 가장 위험한 경우가 ④와 같이 스콜선의 이동방향이 관측지점과 나란해서 대류성 스톰들이 지속적으로 유입되는 경우로 집중호우로 인한 돌발 홍수 발생 가능성이 매우 높은 유형이다.

☞ 예보관은 MCSs(스콜선)의 이동뿐만 아니라 집중호우 가능성을 판단할 때 대류계의 전파(Propagation) 방향에 대한 정확한 분석이 필요함. 편서풍대에 위치하여 서에서 동으로 이동하는 시스템의 영향을 받는 우리나라는 남북으로 길게 놓인 스콜선보다 동서로 분포된 스콜선의 영향을 받을 때 강수지속시간이 길어 돌발홍수 발생 가능성이 높음

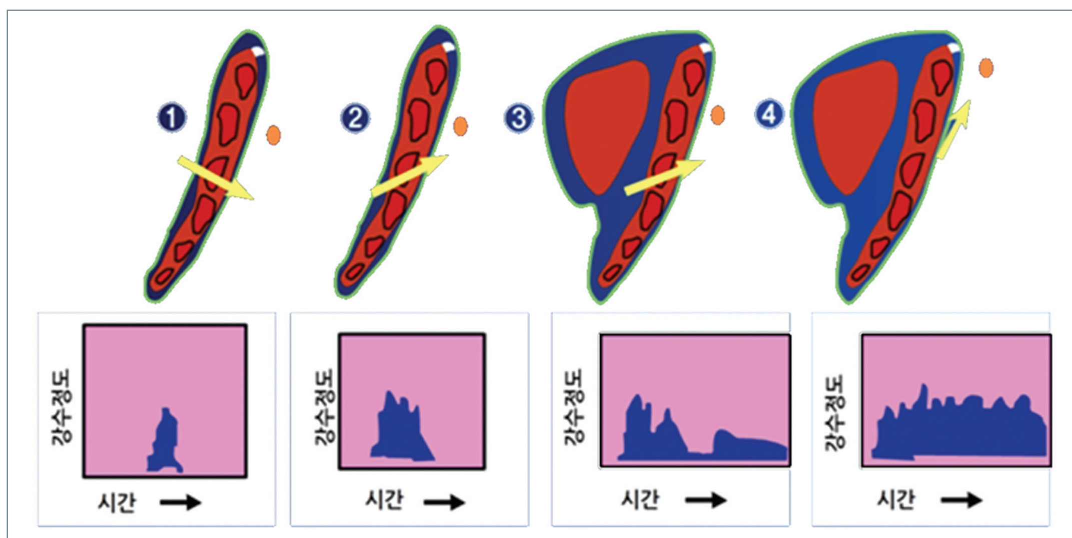


그림 9. MCSs의 이동 방향에 따른 강수량 분포 요약

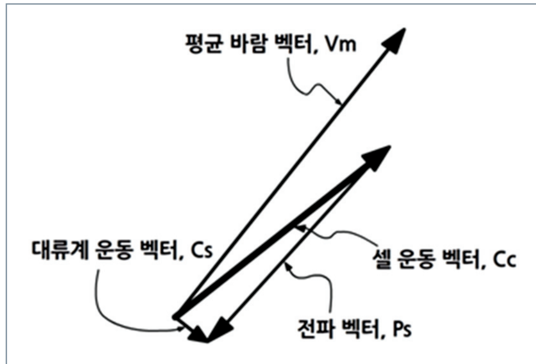


그림 10. 스콜선과 스톰의 전파벡터 요약

그림 10은 스콜선과 내부에 위치한 스톰의 전파 방향을 요약한 것이다. 위성 영상과 레이더 에코 영상을 통해 스콜선을 구성하는 각각의 대류성 셀들의 이동 벡터 방향(Cc)은 동쪽으로 향하고, 전체 시스템이 남쪽으로 이동(Cs)하는 상황에서 두 백터 차이를 스톰 전파 벡터(Ps)라고 부른다. 스톰 전파 벡터의 방향은 중규모 스톰에 대한 상대적인 유입 기류의 방향과 새로운 스톰 셀이 발생하는 위치가 어느 방향인지에 관한 정보를 제공한다. 예보관은 몇 시간 동안의 각 벡터들의 이동 방향을 통해서 새로운 스톰들이 연속적으로 스콜선의 후방에서 발생할 수 있음을 인지해야 한다.

스콜선이란?

MCSs에서 관측되는 가장 일반적인 현상은 강한 대류성 에코들이 선형으로 형성되고, 진행방향을 기준으로 그 후면에 층운형 에코가 따르는 스콜선(Squall Line)이다(그림 3a, 11 참조). 스콜선은 어떤 특정한 정의가 있는 것이 아니라 레이더 에코가 선형으로 길게 늘어선 현상이다. 이 선형 에코(Line Echo)의 길이는 수십 km의 규모일 수도 있고, 미국의 경우에는 1,000km에 달하는 대형 스콜선이 형성되기도 한다.

그림 12는 Bluestein and Jain(1985)이 미국 오클라호마 지역에서 발생하는 스콜선을 형태에 따라서 분류한 것이다. 깨진 선형(Broken Line)은 일렬로 늘어선 대류성 스톰들의 사이에 새로운 대류성 스톰들이 채워지면서 발달하는 스콜선의 초기 단계이다. 후방생성형(Back Building)은 선행하는 대류성 스톰의 후면에서 새로운 스톰이 발생해서 선형 에코를 형성하는 경우이며, 깨진 영역형(Broken Areal)은 일정한 영역에 여러 개로 흩어져 있던 독립적인 스톰들이 뭉쳐져서 비교적 넓은 선형 에코를 형성하는 경우를 말한다. 영역내포형(Embedded Areal)은 넓은 층운형 에코가 분포한 상태에서 그 내부에서의 스톰 규모 순환에 의해 선형 에코가 발생하는 경우이다. 스콜선은 동반되는 악기상의 유무에 따라 격렬한(Severe) 스콜선과 격렬하지 않은(Non-severe) 스콜선으로 구분할 수 있는데 스콜선의 강도는 대류가용잠재에너지와 연직 바람시어의 영향이 중요하다. 대류가용잠재에너지가 얼마나 강한 대류성 스톰이 발생할 수 있는지에 대한 정보를 제공해 준다면, 연직 바람 시어는 주어진 대류가용잠재에너지에서 스콜선이 얼마나 강하고 오랫동안 유지될 것인지를 결정한다.

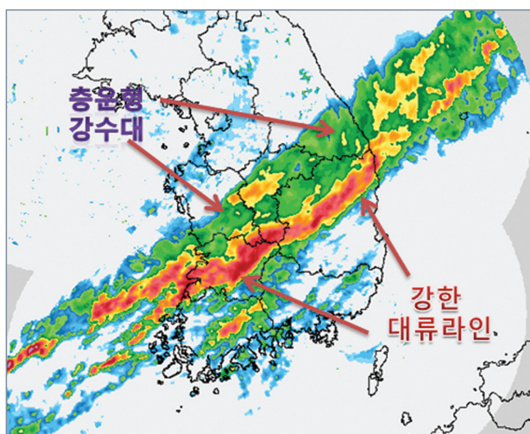


그림 11. 스콜선 레이더 반사도 영상 예시 (2009년 7월 14일 16UTC)

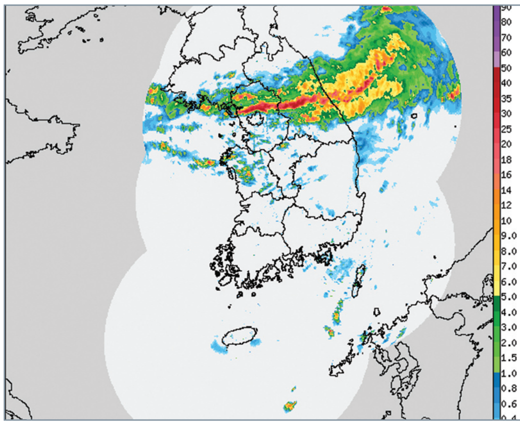
	t=0	t=n+1	t=n+2
깨진선형 (14개 사례)			
후방 생성형 (백빌딩) (13개 사례)			
깨진 영역형 (8개 사례)			
영역 내포형 (8개 사례)			

그림 12. 스콜선 형태 분류(Bluestein and Jain, 1985)

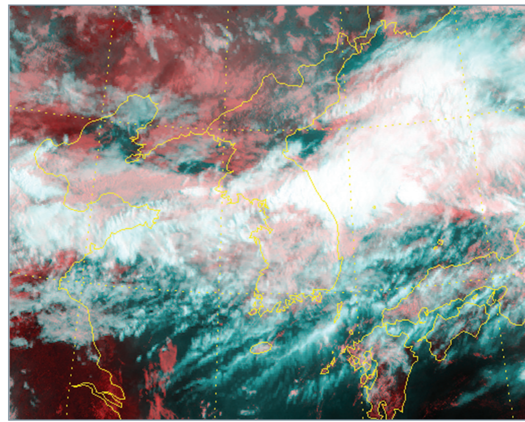
스콜선의 생애는 하층의 연직 바람시어의 크기에 따라서 형태와 유지 시간이 다르다. 연직 바람시어가 작은 경우에는 1~2 시간 정도 좁고 강한 대류성 스톰들이 유지된 후 2~6시간 사이에 전방 대류선의 후면에서 층운형 에코 구역이 나타난 후에 점차 스콜선이 넓어지면서 소산된다. 반면 하층의 연직 바람시어가 큰 경우에는 대류선이 빠르게 형성되지 못하지만 전방에 활 모양의 에코로 연결된 대류선이 형성되면 그 대류선이 적어도 3~6시간 정도 강한 상태를 유지하고 후방에 층운형 에코가 발달하지 않는 특성을 가진다. 그리고 스콜선도 소산되는 단계까지 좁은 영역에 강한 강도를 보이면서 상대적으로 긴 생애를 가진다.

MCSs의 발달사례

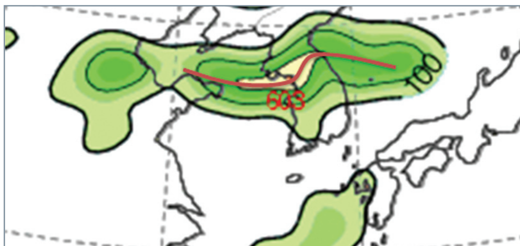
(a) 레이더 영상



(b) 위성영상



(c) CAPE



(d) SRH



그림 13. 2013년 7월 14일 00UTC 실황자료(a, b)와 모델 분석자료(c, d)

그림 13(a)의 레이더영상을 보면, 발달된 에코대가 경기북부와 강원도를 중심으로 좁은 남북의 폭을 가지고 동서의 띠 형태로 분포하고 있다. 위성영상에서도 경기북부에서 동해상으로 깔때기 형태의 모양의 대류성 구름대가 동서로 위치한 것이 보인다. 같은 시각 계산된 CAPE(c) 분석장에서 경기만과 경기북부 지방에 가장 높은 CAPE가 위치하며, 높은 값의 SRH도 CAPE와 비슷하게 동서로 분포하고 있다. 그러나 최대 CAPE 지역과 최대 SRH 지역은 차이가 있다. 가장 높은 SRH 지역은 CAPE와 달리 중북부지방과 동해상에 분포한다. 불안정한 대기에서 하층대기의 연직 바람시어가 대류성 구름대 발달과 유지에 중요한 역할을 담당한 것으로 해석할 수 있다. 그림 14는 강한 에코대의 남쪽에 위치한 오산에서 그림 13과 같은 시각에 관측된 단열선도이다. 오산은 그림 13(c)에서 높은 CAPE값을 보인 지역이다. 지표부근과 하층대기에서 기온과 이슬점온도차이가 매우 작기 때문에 LCL(상승응결고도)과 LFC(자유대류고도)가 모두 지면부근에 위치해 있다. 500hPa 부근에서는 50kts의 강풍을 동반한 건조한 공기가 유입되면서 지상부터 중층대기까지 매우 불안정한 기온구조를 보여준다. 붉은색 빗금으로 표시한 진잠재 구역은 지표부근에 위치한 LFC 고도부터 300hPa부근의 EL(평형고도) 고도까지 넓게 분포하고 있다. 이 면적을 에너지로 환산한 CAPE가 888을 보이므로 만약, 지면부근이나 하층대기에서 약간의 기온상승이나 온난다습한 기류의 유입이 있다면 300hPa 부근까지 상승운동이 나타날 수 있다. 그렇지만 하층대기의 연직바람시어를 보여주는 그림 13(d)에서 높은 SRH 지역이 강원도와 경기북부에 위치하므로 오산에서는 강한 대류성 구름의 발달과 호우성 강수현상이 나타나지 않았다. CAPE는 대기의 불안정도를 나타내지만, 강한 대류성 구름대가 형성되고 지속적인 호우를 발생시키는 구름대를 유지시키기 위해서는 연직바람시어가 중요함을 보여주는 사례다.

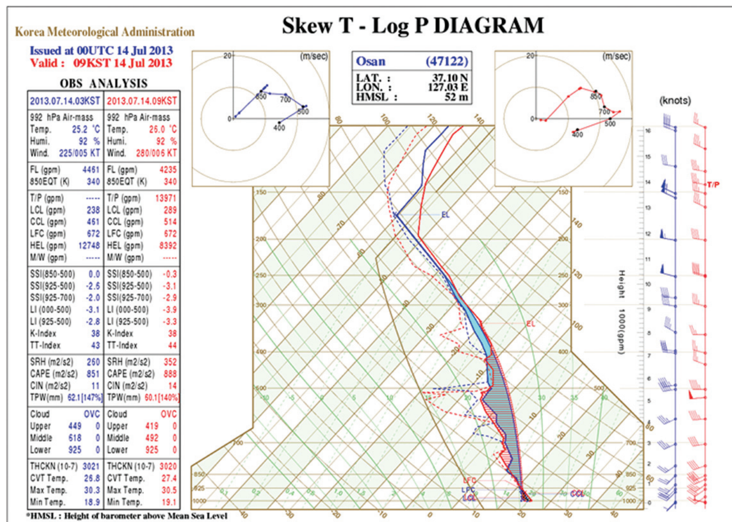


그림 14. 2013년 7월 14일 00UTC 오산 단열선도

※ CAPE(Convective Available Potential Energy): LFC에서 EL고도까지 포화단열선과 실제기온선이 이루는 면적을 적분한 값으로서, 300 이상은 불안정과 대류발생가능성을 의미함

※ SRH(Storm Relative Helicity): 층간 바람시어를 에너지 단위로 수치화하여 표현한 값. 호도그래프에서 지상~3km까지 둘러싼 면적을 환산한 것으로, 150이상일 경우 강한 대류성 스톰이 발생 가능할 것으로 분석함

☞ 여름철 스콜선과 같이 강하게 발달한 선형 에코분석에 CAPE와 SRH를 동시에 참고하여 뇌우의 강도 분석과 호우예측에 사용

☞ CAPE와 SRH에 관련된 자세한 설명은 2011년 손에잡히는 예보기술의 '단열선도 사용설명서'를 참고

[참고문헌]

기상청, 예보기술팀, 2012: 예보관 중급훈련교재

김광식, 1992: 기상학사전, 향문사.

민경덕, 민기홍 역, 2009: 대기환경과학, C. Donald Ahrens 저, 시그마프레스

손병주, 2013: 한반도 호우기구의 새로운 관점과 이와 관계된 예보 및 관측의 문제점. 2013년 지경노세미나 발표자료(5.10)

AMS Glossary, 2000: AMS 전자기상사전. http://amsglossary.allenpress.com/glossary

Bluestein. H. B., and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the Spring. *J. Atmos. Sic,* 42-16, 1711-1732.

Djuric. D., 1994: Weather analysis.

Doswell, C. A., H. E. Brooks, and R. A. Maddox, 1996: Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting,* 11, 560-581.

Houze jr. R. A., 2004: Mesoscale convective systems, *Rev. Geophys.*, 42, RG4003.

Houze jr. R. A., S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff, and B. F. Smull, 1989: Interpretation of Doppler weather-radar displays in midlatitude mesoscale convective systems, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 70, 608-619.

Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes, Bull. Am. *Meteorol. Soc.*, 61, 1374-1387.

Markowski, P., and Y. Richardson, 2011: Mesoscale meteorology in midlatitudes, *Wiley-blackwell.*

Mesoscale convective systems, *Rev. Geophys.*, 42, RG4003.

Parker. M. D., and R. H. Johnson, 2000: Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Mon. Weather Rev,* 128, 3413-3436.

Vasquez. T., 2002: Weather forecasting handbook. weather graphics technologies.

15

장마전선의 특징과 분석

장마란 1500년대 중반 이후부터 '오랜'의 한자어인 '장(長)'과 비를 의미하는 '마ㅎ'를 합성한 의미로서 '쟝마', '댱마ㅎ'에서 일제강점기 이후에 '장마'로 쓰이고 있다. 장마란 일반인들이 느끼는 사회적 관점에서는 여름철 오랜기간 지속되는 비를 의미하며, 기상학적인 관점으로는 장마전선에 의해 내리는 비를 의미 한다(류상범 2001).

장마(Changma)는 동아시아 여름몬순 시스템의 일부로서, 남쪽의 열대성 기단과 북쪽에 한대성기단 사이에 형성된 정체전선의 영향으로 여름철에 많은 양의 비가 내리는 강수시기이다. 중국은 메이유(Meiyu), 일본은 바이우(Baiu)라고 부른다(장마백서 2011).

장마전선의 특징

아시아 여름몬순은 아시아 대륙의 지표가열로 형성된 열저기압에 의해 동아시아 해안을 중심으로 남서류가 강화될 때 형성된다. 그림 1과 같이 대륙에 위치한 열저기압의 남쪽과 동쪽으로 고온다습한 남서류가 불게 되면, 열대몬순기압골의 형성과 함께 위성영상에서 구름띠가 나타난다. 반면, 상층은 대륙의 가열로 데워진 공기가 상층으로 팽창하면서 서태평양 상공의 대류권계면보다 고도가 높아져서 거대한 상층 고기압인 티베트고기압이 만들어진다. 북위 30°N을 기준으로 남쪽에는 티베트고기압에 의해 상층에 동풍이 불고, 동남아시아와 중국남부의 상공은 주로 북동풍이 불어서 큰 연직 바람시어가 나타난다. 그림 1과 같이 강한 연직시어는 대류활동을 강화시켜 많은 양의 비를 내리기도 한다.

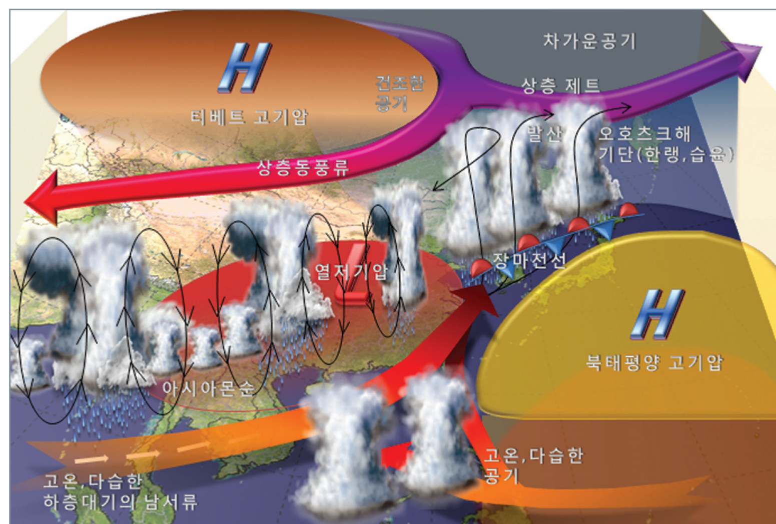


그림 1. 동아시아몬순과 장마전선 형성 모식도

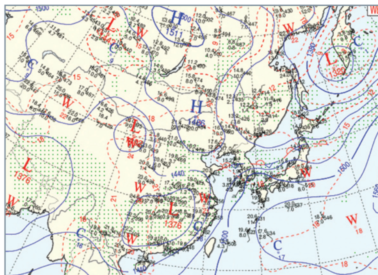
우리나라와 중국, 일본의 여름철 우기도 아시아 여름몬순의 한 부분으로서 많은 연구가 이루어지고 있다. 그렇지만, 우리나라부근의 장마전선은 대기층간 바람의 영향 외에도 여러 종류의 기단이 만나서 형성되기 때문에 아시아몬순의 연직대기구조보다 훨씬 복잡하다. 그림 2는 장마전선에 영향을 주는 기단을 요약한 것이다. 장마전선은 총 5개의 성질이 다른 기단의 영향을 받는다.



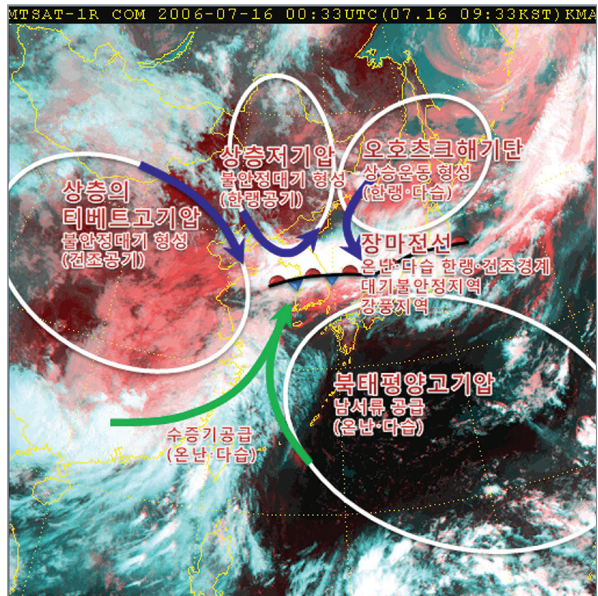
그림 2. 장마전선에 영향을 미치는 5개의 기단 (장마백서, 2011)

그림 3은 장마전선에 영향을 주는 여러 기단이 동시에 영향을 미친 사례다. (a)850hPa 일기도에서 장마전선은 우리나라 중북부지방에 위치해 있으며, 장마전선의 남쪽으로 25kts 이상의 남서풍(하층제트)이 보인다. 이 남서풍은 중국에 위치한 저기압과 북태평양 고기압 사이의 강한 기압경도력에 의해서 형성되었으며, 중국남동해안에 위치한 많은 양의 수증기를 한반도로 이동시킨다. 상층대기에 위치한 티베트고기압은 대륙에서 건조한 공기를 장마전선으로 이동시키고, 북쪽에 위치한 상층저기압의 한랭공기는 하층대기에서 유입되는 온난다습한 공기와 만나 연직대기불안정을 만든다.

(a) 850hPa 일기도



(c) 위성영상



(b) 300hPa 일기도

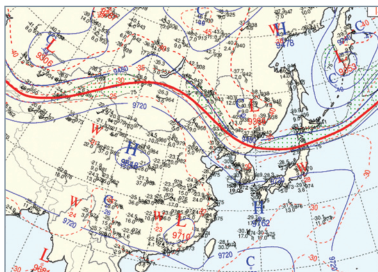


그림 3. 2006년 7월 16일 00UTC 고층일기도와 위성영상(MTSAT)

장마분석 가이던스 활용

예보국은 2012년 6월 8일 00UTC부터 COMIS-3의 위험기상에 "장마분석" 메뉴를 신설하여 장마분석을 위한 보조자료를 제공하고 있다. 일 2회(00, 12UTC) UM 전구모델에서 생산되는 6종의 공간분석 종합장을 이용하여 장마전선 분석과 해석 방법에 대해 알아보자.

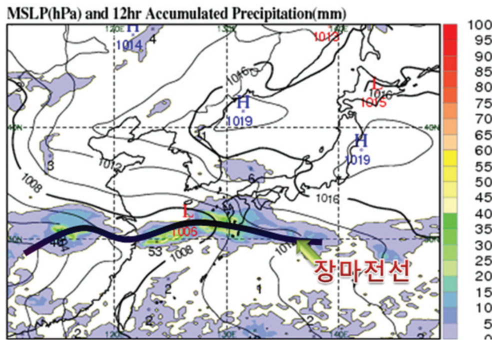


그림 4. 지상일기도와 12시간 누적강수량

- 강수분포와 기압배치를 이용해 장마전선 위치 파악
- 강수대를 중심으로 저기압성 기류의 이동방향을 고려하여 남서에서 남동, 남서에서 북서형태로 등압선이 변형되는 지역을 따라 장마전선 분석(굵은 실선 표시)

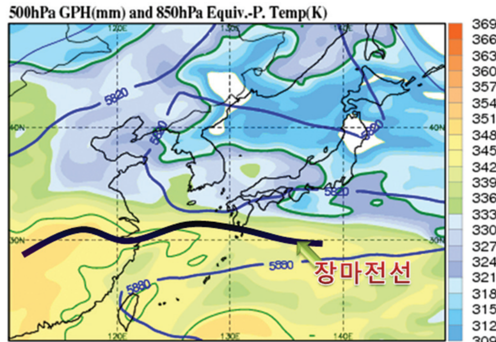


그림 5. 500hPa 고도장과 850hPa 상당온위

- 북태평양 고기압 범위의 척도가 되는 5880 gpm 선의 위치 파악
- 장마전선은 850hPa의 상당온위 333K(아열대 기단의 경계값:녹색으로 표시) 이상에서 고상당온위 구역에 위치하며, 남북의 상당온위 경도가 큰 지역(남쪽과 북쪽 기단의 경계)에서 활성화 됨

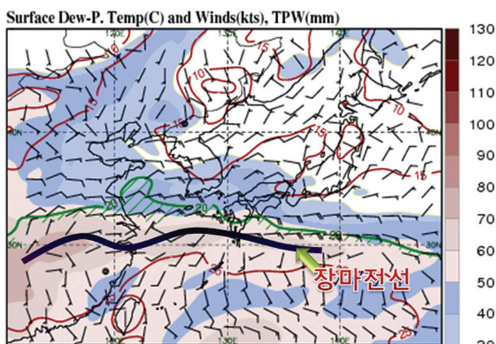


그림 6. 지상 노점온도선과 바람, 가강수량

- 지상 노점온도 20℃선을 굵은 녹색실선과 빗금을 그어 표시. 아열대기단의 경계를 의미하며, 장마전선은 이 기준선의 남쪽에 위치
- 지상의 풍계변화를 이용하여 장마전선 위치 파악
- 가강수량 50mm이상 값을 붉은색 계열로 표시. 장마전선은 이 기준값 이상이며, 등경도상에서 가장 높은 가강수량 값에 위치
- 가강수량 값으로 강수강도 및 강수량 파악

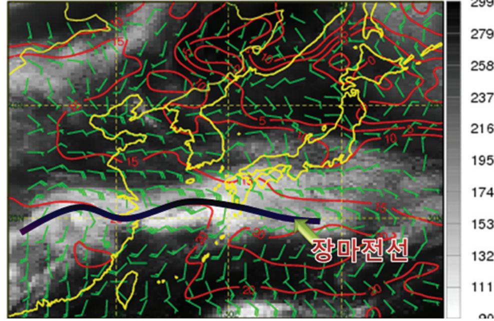


그림 7. 925hPa 노점온도선과 바람, OLR

- 925hPa 노점온도선(붉은색 실선) 20℃선이 남풍류와 함께 고위도로 향하는 형태이면서 남북의 온도경도가 큰 지역에 대류가 활발함
- 지상풍이 약할 경우 925hPa의 바람장을 참고하여 풍향변화가 큰 지역을 따라 장마전선 분석
- OLR(Outgoing Long Wave, 지구장파복사)은 240W/m2 이하 값에서 대류가 활발하게 나타남

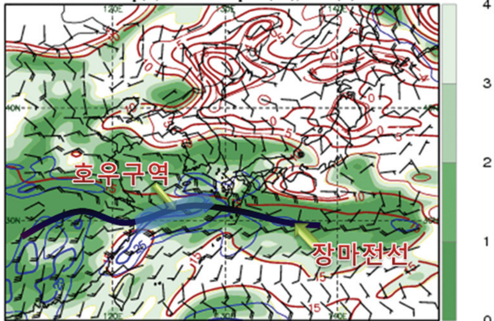


그림 8. 850hPa 노점온도와 바람, 노점편차도

- 850hPa 노점온도를 5℃간격의 붉은색 실선으로 표시하였으며, 장마전선은 노점온도 15℃ 이상구역에 위치
- 25kts이상 하층제트는 파란색 실선으로 표시
- 남풍류의 850hPa 하층제트 축(streak)의 북쪽은 상층제트와 커플링(직접 순환)되는 경우, 큰 연직바람시어로 강한 대류와 호우가 발생함
- 850hPa 노점편차 4℃이하 구역은 녹색계열로 표시하여 구름(하층운) 및 강수구역 파악

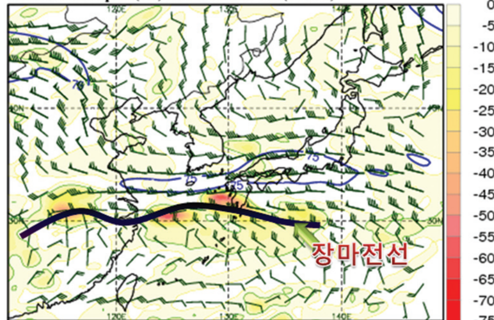


그림 9. 200hPa 바람, 700hPa 상승속도

- 200hPa 제트기류의 풍속은 장마시작 시기에 100kts이상을 보이다가 장마종료기에 75kts 이하를 보임
- 200hPa의 75kts이상 지역은 파란색 실선으로 강조하였음
- 700hPa 상승구역은 노란색과 붉은색 지역(상승속도에 따라 표시)이며, 200hPa 제트 입구의 남쪽 발산구역에 강한 상승류가 보임, 장마전선은 강한 상승구역에 위치함
- 200hPa 바람장과 그림8의 850hPa 바람장의 비교를 통해 층간바람시어를 가늠해 볼 수 있음

장마분석을 위해 중국(117E), 한국(127E), 일본(137E)을 기준으로 위도별 시계열 챠트도 생산하여 예보관에게 제공하고 있다. 우리나라(남한)의 위도 33N, 38N은 붉은색 실선으로 표시되어 있다. 시간별 강수량 분포, 북태평양 고기압의 발달, 아열대기단의 이동 등을 참고하여 장마전선의 남북 진동과 강도예측에 활용할 수 있다.

이 외에도 그림 10과 같이 우리나라가 위치하는 경도 127E를 기준으로 850hPa 상당온위의 모델 예측 경향도 볼 수 있다. 왼쪽의 숫자는 생산된 모델의 시각이며, 오른쪽 위의 숫자는 예측시간이다. 파란색과 노란색 경계에 있는 녹색 실선은 333K 값이다. 생산된 모델 날짜별로 30일 00UTC를 예측한 상당온위 333K 값은 24일 12UTC에 생산된 모델에서 40N 북쪽에 위치하다가 이후 생산되는 모델에서 점차 남쪽으로 모의하여 27일 00UTC모델에서 40N 부근으로 예측하였다.

따라서, 예측모델이 점차 현재와 가까워질수록 아열대 기단이 북쪽으로 이동하는 정도가 감소하고 있다. 이런 모델예측 경향을 반영하여 주간예보나 단기예보에 활용하면 장마전선의 위치와 호우발생 지역의 예측 정확도를 향상 시킬 수 있다.

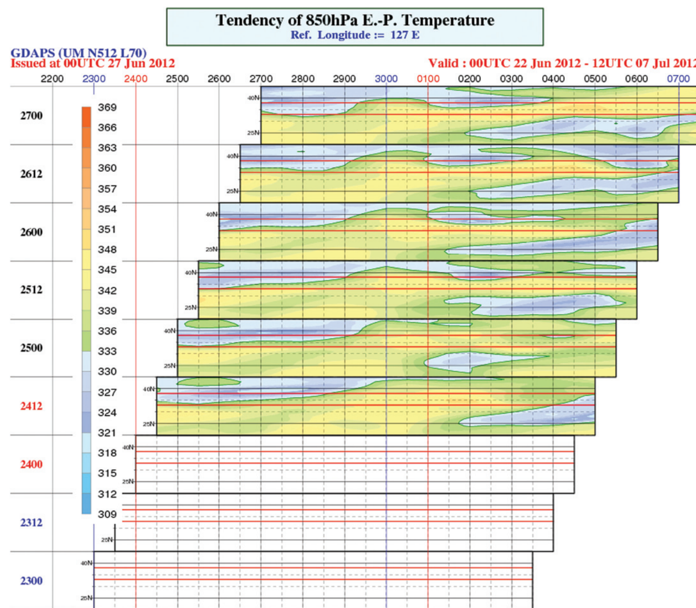


그림 10. 127E 기준으로 850hPa 상당온위의 모델예측 경향

장마전선의 분석시기

장마전선은 5월 초 이후부터 분석하는 것이 적절하다. Han and Byun(2006)과 Tian and Yasunari (1998)는 3월과 4월에 하층대기의 북태평양 고기압이 북서태평양(중심이 20°N 부근)에 위치하나 중층대기 이상에서는 뚜렷하지 않음을 제시했다. 4월까지 하층대기에서 북태평양 고기압의 북쪽은 차가운 공기가 지배하면서 경압파동이 매우 강한 지역임을 지적했다.

따라서, 5월 초 이후에 일본 오키나와섬 부근(평년 장마시작시기: 5월 8일경, 일본기상청)에 동서로 긴 띠 형태의 구름이 위성영상에서 탐지될 때, 정체전선을 분석하는 것이 적절하다. 평균적으로 동아시아 여름 우기와 관련된 활발한 대류가 나타나는 정체전선은 5월 말 이후에 동중국해상에 나타난다(Wang and Lin 2002). 5월은 동중국해상에 정체전선이 존재하더라도 지속시간이 길지 않다. 왜냐하면, 발달한 저기압의 한랭전선 후면으로 차가운 공기가 수시로 지나가고, 이동성 고기압의 영향을 받을 때가 많기 때문이다.

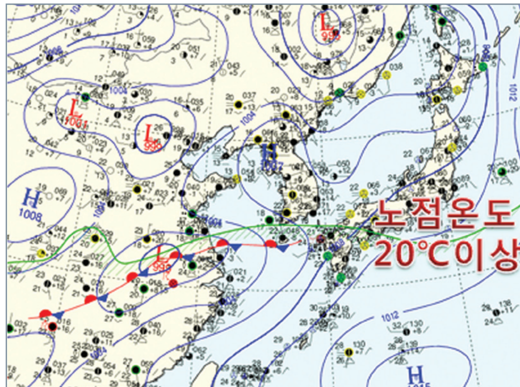
장마전선 분석

가. 장마초기 분석

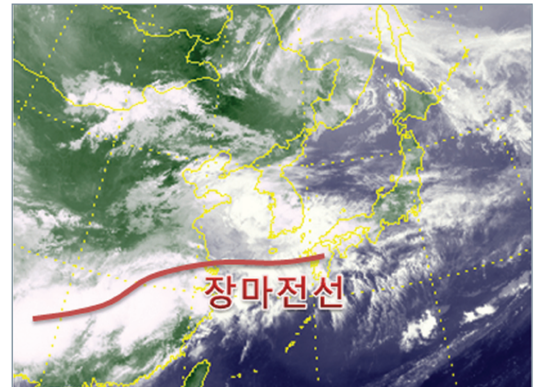
그림 11은 2011년 남부지방과 제주도에 장마가 시작된 6월 10일 00UTC 일기도와 위성영상이다. 장마전선이 활성화되는 6월은 장마전선을 기준으로 남쪽은 북태평양 고기압의 세력이 강화되고 북쪽은 상층의 차가운 공기가 수시로 통과하는 경압파동 지역이기 때문에 남과 북의 기온·기압경도가 비교적 뚜렷하다. 특히, 장마전선은 지상일기도에서 그림 11(a)와 같이 중규모 저기압 중심을 기준으로 동쪽은 남서의 풍계에서 남동의 풍계로 바뀌는 온난전선형 전선분석 방법과 동일하게 묘화할 수 있으며, 서쪽은 북서와 남서류 풍계의 경계에 위치하는 한랭전선형 전선분석 방법과 동일하게 묘화하면 된다.

현재 기상청에서는 지상일기도에서 관측지점의 노점온도 20℃를 녹색실선으로 구분하여 아열대 기단의 경계로 참고하고 있으므로 장마전선은 노점온도 20℃이상 구역에서 분석하며, 앞절에서 소개한 장마분석 가이던스를 참고하여 전선분석의 정확도를 높일 수 있다. 그림 11(c)의 850hPa 유선분석에서 남서류의 25kts이상 하층제트지역(녹색)중 위도 30N 북쪽은 (d)의 200hPa에 50kts이상의 제트기류도 위치한다. 이 지역은 남서류의 하층제트와 서풍류의 상층제트가 교차(상·하층 제트커플링)되는 지역으로서, 온난이류(하층에서 상층으로 갈수록 시계방향으로 풍향이 회전)와 강한 풍속과 풍향의 차이에 의한 강한 연직 바람시어가 동반된 직접적인 열 순환에 의해 대류가 활발하게 나타난다(2011년 발행된 손에잡히는 예보기술 '하층제트'와 '호우분석·예측 가이던스'편에 자세하게 소개되었음).

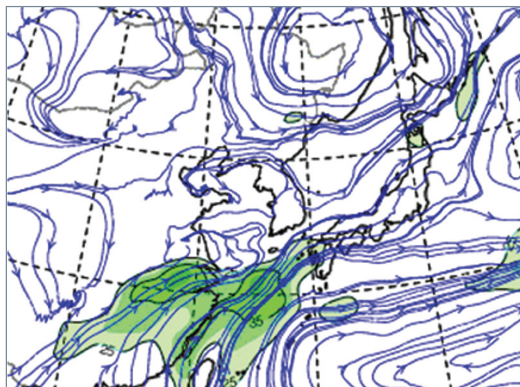
(a) 지상일기도



(b) 위성영상



(c) 850hPa 유선과 25kts이상 강풍



(d) 200hPa 발산과 50kts이상 강풍

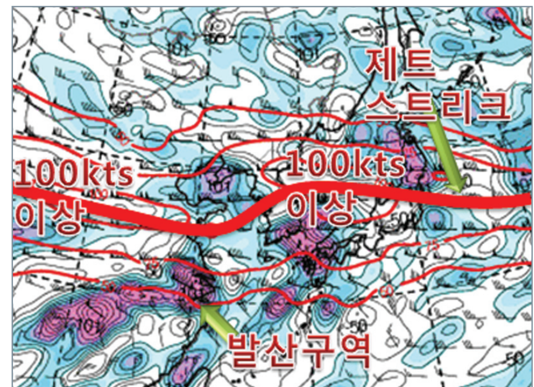


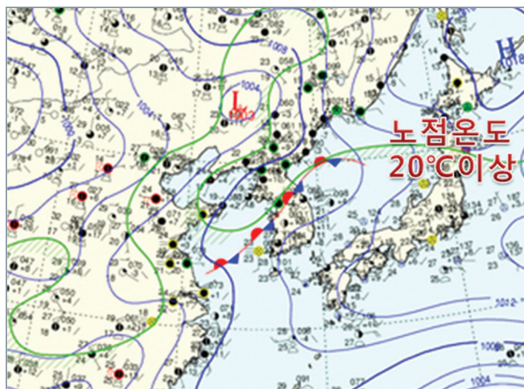
그림 11. 장마시작 시기(2011년 6월 20일 00UTC) 일기도와 위성영상

나. 장마종료기 분석

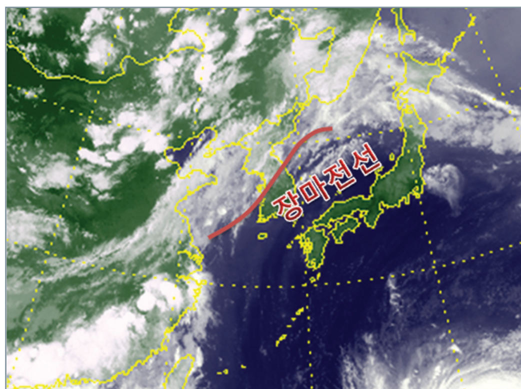
그림 12는 2011년 중부지방에 장마가 종료되기 2일 전 일기도와 위성영상이다. 장마가 종료되는 시점인 7월 중순이후는 태풍의 영향으로 풍계가 변형되거나 중국북부까지 가열에 의해 지상일기도에서 남과 북의 기온이나 풍계의 차이가 크지 않기 때문에 장마전선을 분석하기 어려운 시기이다. 장마가 종료되기 직전 상황의 일기도를 이용한 전선 분석방법에 대해 알아보자. 지상일기도(a)를 살펴보면, 우리나라를 중심으로 장마전선이 묘화되어 있지만, 약한 바람에 의해 풍계의 변화나 전선을 묘화할 수 있는 기압계의 특징이 발견되지 않는다. 그렇지만, 위성영상(b)에서 우리나라를 중심으로 남서에서 북동쪽으로 기울어진 구름대가 보이며, 서해상에는 높게 발달한 대류형 구름대도 존재한다.

장마전선은 200hPa 고도에서 제트기류의 입구 남쪽의 발산구역에 위치할 때 강한 대류와 함께 활성화 된다. 850hPa 유선(c)에서 25kts 이상의 하층제트가 서해상에 위치하며, 200hPa 발산장(d)에서 75kts 이상의 제트 중심을 기준으로 서해상은 제트 입구의 남쪽 발산구역에 위치해 있다. 따라서, 규모는 작지만 장마전선이 활성화 될 때 나타나는 상ㆍ하층 제트커플링 형태의 연직대기구조를 보인다. 장마전선의 북쪽에 200hPa 고도에서 75kts 이상의 강풍대의 존재는 장마전선 분석에 중요한 참고자료가 된다. 장마전선은 북쪽의 차가운 기단과 남쪽의 따뜻한 기단의 경계에 위치하므로, 200hPa고도에 75kts 이상의 강풍이 존재하는 것이 일반적이다. 따라서, 대류가 활발하게 나타나는 지역을 중심으로 장마전선을 분석하되 하층 대기의 풍계와 위성영상의 구름대를 참고하여 전선분석을 해야 한다.

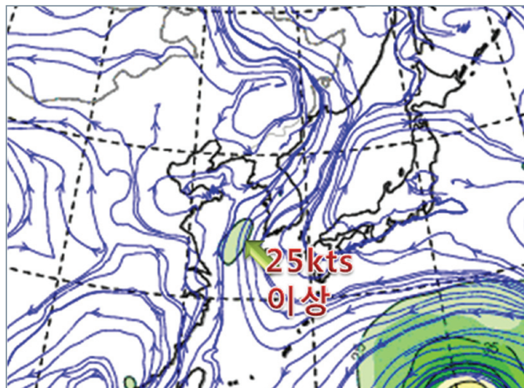
(a) 지상일기도



(b) 위성영상



(c) 850hPa 유선과 25kts이상 강풍



(d) 200hPa 발산과 50kts이상 강풍

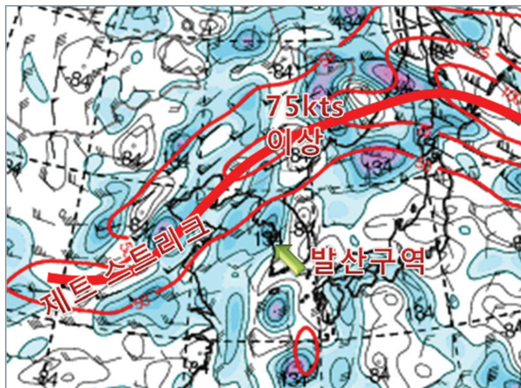


그림 12. 중부지방 장마 종료 2일 전(2011년 7월 15일 12UTC) 일기도와 위성영상

서경환 등(2011)은 아열대기단의 북상으로 장마가 종료되는 시점을 850hPa 상당온위 값에서 찾았는데, 335K 값이 한반도 북쪽(위도 40N)까지 올라갔을 때 장마가 종료됨을 제시했다. 또한, 우리나라 부근의 여름철 일기패턴의 특징을 이용하여 표 1과 같이 우리나라의 장마 시작과 종료일 결정방법을 제시했다.

표 1. 우리나라의 장마시작과 종료를 결정하는 방법(서경환 등 2011)

정의와 방법	
장마 시작 (세 조건 동시 만족)	• 122.5°~135°E 평균 상당온위 335K 선이 32.5°N 보다 북상해 3일 이상 지속 • 122.5°~135°E 평균 5850gpm선이 32.5°N 보다 북상해 3일 이상 지속 • 125°~130°E 평균 상당온위 남북 경도 최저값이 32.5°N 보다 북상해 3일 이상 지속
장마 종료 (두 조건 동시 만족)	• 122.5°~135°E 평균 상당온위 남북 경도 최저값이 42.5°N 보다 북상해서 2일 이상 지속 • 122.5°~135°E 평균 200hPa 동서방향 바람의 남북경도 최고값이 42.5°N 보다 북상해서 2일 이상 지속

지금까지 설명한 방법 외에도 많은 연구에서 몬순이나 우기를 찾기 위해 지역별로 850hPa 바람의 동서성분(U), 남북성분(V)의 변화 값을 사용하고 있으며, 이 외에 OLR(Outgoing Longwave Radiation)의 240W/m2 이하의 값을 대류활동이 활발한 전선구역으로 파악하는 방법(Wang and Fan 1999, Webster and Yang 1992), 상 · 하층 와도의 값과 그 값의 차이를 활용한 방법(Zhang et al. 2003, Lau and Yang 2000, Wang and Fan 1999, Huang an Yan 1999) 등이 있다.

현재 기상청에서는 우리나라 위치(위도 · 경도)를 고려한 장마지수를 활용하여 장마의 시작과 종료시점을 분석하고 있다. 장마지수는 상층 200hPa 고도의 장마철 특징을 반영하고 전지구모델(GDAPS) 결과를 이용해 경도 122.5~132.5E 사이의 평균값을 수식 1과 같이 계산한다. 장마지수 식의 처음 두 항은 장마의 시작을, 마지막 항은 장마의 종료를 반영하여 장마의 시작시 이론적 값이 100%에 가까워지게 된다.

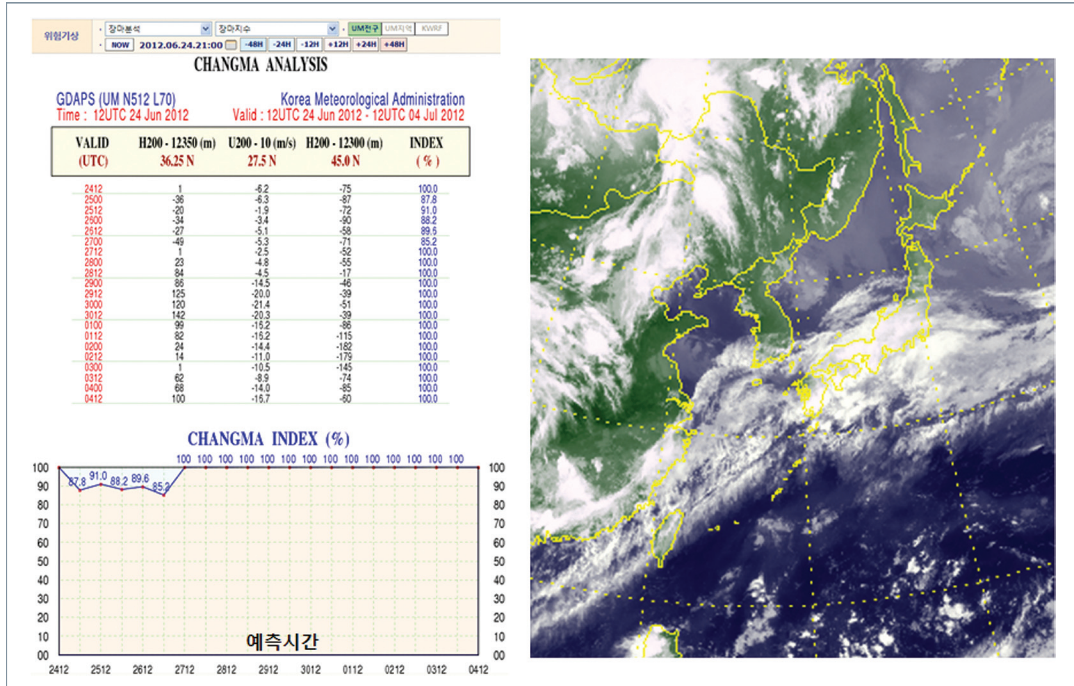
장마지수 = Value1 + Value2 + Value3

Value1	=	((GHP36-12000)*0.2)	if GPH36<12350
	=	75	if GPH36≧12350
Value2	=	25.0	if V27<10m/s
	=	0.0	if V27>35 m/s
	=	35.0 - V27	if 10≦V27≦35m/s
Value3	=	GPH45-12300	if GPH45≧12300
	=	0.0	if GPH45<12300

여기서, GPH36 = 200 hPa의 36.25N 동서고도 평균값
V27 = 200 hPa의 27.5N 동서바람 평균값
GPH45 = 200 hPa의 45N 동서고도 평균값

수식 1. 장마지수 계산식

그림 13은 운영 중인 장마지수와 같은시각 위성영상을 보여준다. 6월 24일 12UTC현재 장마전선은 제주도 부근에 위치해 있으며, 장마지수는 100을 보인다. 우리나라가 장마권에 들었음을 의미한다. 그림 14은 2011년 중부지방 장마종료일에 생산된 장마지수예측과 위성영상이다. 약화된 장마전선이 태풍의 북상에 따라 북쪽으로 이동할 것으로 예상되었고, 장마지수도 18일부터 현저히 낮은 값으로 예상되었다.



VALID (UTC)	H200 - 12350 (m) 36.25 N	U200 - 10 (m/s) 27.5 N	H200 - 12300 (m) 45.0 N	INDEX (%)
2412	1	-6.2	-75	100.0
2500	-36	-6.3	-87	87.8
2512	-20	-1.9	-72	91.0
2600	-34	-3.4	-90	88.2
2612	-27	-5.1	-58	89.6
2700	-49	-5.3	-71	85.2
2712	1	-2.5	-52	100.0
2800	23	-4.8	-55	100.0
2812	84	-4.5	-17	100.0
2900	86	-14.5	-46	100.0
2912	125	-20.0	-39	100.0
3000	120	-21.4	-51	100.0
3012	142	-20.3	-39	100.0
0100	99	-16.2	-86	100.0
0112	82	-16.2	-115	100.0
0200	24	-14.4	-182	100.0
0212	14	-11.0	-179	100.0
0300	1	-10.5	-145	100.0
0312	62	-8.9	-74	100.0
0400	68	-14.0	-85	100.0
0412	100	-16.7	-60	100.0

그림 13. 2012년 6월 24일 12UTC에 생산된 장마지수(왼쪽)와 12UTC 위성영상(오른쪽)

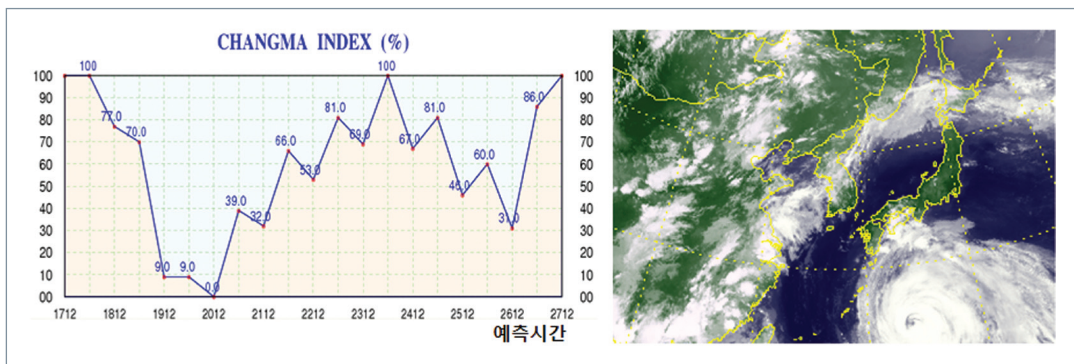


그림 14. 2011년 7월 17일 12UTC에 생산된 장마지수(왼쪽)와 12UTC 위성영상(오른쪽)

부 록 장마통계

지역별 강수량 및 강수일수(1973~2011)

연 도	중 부		남 부		제주도		전 국	
	강수량	강수일수	강수량	강수일수	강수량	강수일수	강수량	강수일수
1973	86.3	5	61.4	4	30.9	6	70.2	5
1974	320.7	23	566.5	26	584.3	30	467.9	25
1975	394.9	18	340.0	18	305.9	24	360.7	18
1976	126.7	14	87.4	14	282.6	17	111.6	14
1977	251.7	12	116.3	13	208.0	18	174.9	13
1978	491.6	22	464.3	20	339.4	17	470.1	21
1979	409.2	18	299.0	19	631.9	26	357.7	19
1980	486.2	24	431.4	23	359.4	28	450.5	24
1981	445.4	17	321.2	19	316.2	20	371.2	18
1982	158.6	9	209.5	11	348.6	18	194.9	11
1983	338.4	16	342.4	18	252.1	19	336.9	18
1984	320.9	17	332.4	16	246.4	17	324.1	17
1985	225.5	13	488.0	18	1119.0	20	408.8	16
1986	363.6	22	359.4	20	610.7	25	371.8	21
1987	677.0	22	500.3	22	680.3	20	579.4	22
1988	438.0	20	309.1	17	321.8	15	361.8	18
1989	327.6	17	409.5	16	245.6	15	369.4	17
1990	630.4	28	420.5	20	474.7	19	507.7	23
1991	450.4	22	427.1	24	407.1	21	435.6	23
1992	176.2	12	159.8	7	236.8	12	169.7	10
1993	400.8	20	366.9	20	355.4	20	380.1	20
1994	206.1	10	75.1	6	206.0	7	133.6	8
1995	256.6	15	167.3	13	651.8	15	224.0	14
1996	268.9	15	319.6	15	300.6	20	298.3	15
1997	401.9	12	463.9	15	238.5	17	429.2	14
1998	440.7	21	407.5	21	422.8	26	421.6	21
1999	102.1	5	255.0	11	578.4	19	206.9	9
2000	172.2	13	267.8	13	230.1	17	227.5	13
2001	461.5	20	313.2	15	389.6	19	376.4	17
2002	231.8	13	279.3	15	364.0	20	263.7	15
2003	482.1	22	574.4	22	390.1	26	529.2	22
2004	407.9	16	257.9	13	97.9	9	311.8	14
2005	332.5	14	276.1	16	136.5	14	293.0	15
2006	771.7	29	646.1	25	566.2	24	693.4	27
2007	340.1	22	295.7	19	416.2	21	318.8	21
2008	443.1	19	317.7	19	358.6	18	370.2	19
2009	481.2	16	571.5	25	469.8	23	530.7	21
2010	240.0	18	324.0	21	525.5	20	298.6	20
2011	757.1	21	468.3	17	572.6	21	589.5	19

* 강수량의 경우 현재 전국 평균하는 47개 지점의 관측시작 시기가 1973년 이후가 대다수 이므로 1973년을 기준으로 하였음.

지역별 장마시종일 및 기간(1961~2011)

연 도	중 부			남 부			제주도		
	시작일	종료일	기간	시작일	종료일	기간	시작일	종료일	기간
1961	06.29	07.14	16	06.29	07.12	14	06.29	07.11	13
1962	07.03	07.23	21	07.01	07.23	23	07.01	07.23	23
1963	06.22	07.29	38	06.22	07.28	37	06.23	07.13	21
1964	07.01	07.23	23	06.24	07.19	26	06.24	07.22	29
1965	07.04	07.30	27	06.26	07.29	34	06.25	07.29	35
1966	06.24	08.03	41	06.24	07.25	32	06.24	07.22	29
1967	06.25	07.23	29	06.24	07.23	30	06.24	07.23	30
1968	06.28	07.19	22	06.29	07.19	21	06.24	07.19	26
1969	06.25	08.10	47	06.25	08.11	48	06.24	08.07	45
1970	06.14	07.20	37	06.14	07.20	37	06.14	07.20	37
1971	06.26	07.26	31	06.26	07.26	31	06.24	07.23	30
1972	06.25	07.11	17	06.26	07.14	19	06.19	07.15	27
1973	06.25	06.30	6	06.25	06.30	6	06.25	07.01	7
1974	06.17	07.31	45	06.16	07.31	46	06.16	07.31	46
1975	06.23	07.29	37	06.21	07.28	38	06.17	07.28	42
1976	06.21	07.17	27	06.17	07.16	30	06.17	07.17	31
1977	06.23	07.19	27	06.22	07.19	28	06.15	07.19	35
1978	06.17	07.20	34	06.15	07.21	37	06.15	07.20	36
1979	06.19	07.23	35	06.19	07.23	35	06.15	07.23	39
1980	06.16	07.30	45	06.16	07.30	45	06.16	07.31	46
1981	06.17	07.14	28	06.19	07.14	26	06.19	07.14	26
1982	07.10	07.29	20	07.07	07.29	23	07.05	07.29	25
1983	06.19	07.25	37	06.19	07.24	36	06.19	07.23	35
1984	06.15	07.13	29	06.15	07.13	29	06.14	07.13	30
1985	06.23	07.17	25	06.21	07.18	28	06.21	07.18	28
1986	06.23	07.26	34	06.22	07.25	34	06.20	07.24	35
1987	07.05	08.10	37	07.01	08.08	39	06.23	07.25	33
1988	06.23	07.28	36	06.23	07.27	35	06.22	07.28	37
1989	06.24	07.30	37	06.23	07.29	37	06.23	07.29	37
1990	06.19	07.27	39	06.19	07.19	31	06.18	07.17	30
1991	06.29	08.02	35	06.26	08.02	38	06.15	07.17	33
1992	07.02	07.31	30	07.09	07.23	15	06.22	07.20	29
1993	06.22	07.30	39	06.22	07.30	39	06.18	07.30	43
1994	06.25	07.16	22	06.22	07.06	15	06.17	07.01	15
1995	06.30	07.27	28	06.30	07.27	28	06.21	07.25	35
1996	06.24	07.22	29	06.24	07.22	29	06.19	07.16	28
1997	06.25	07.22	28	06.20	07.18	29	06.20	07.18	29
1998	06.25	07.28	34	06.24	07.28	35	06.12	07.28	47
1999	06.23	07.10	18	06.17	07.20	34	06.17	07.20	34
2000	06.22	07.19	28	06.21	07.16	26	06.16	07.16	31
2001	06.24	08.01	39	06.22	07.21	30	06.21	07.20	30
2002	06.23	07.24	32	06.23	07.23	31	06.19	07.22	34
2003	06.23	07.25	33	06.23	07.25	33	06.22	07.23	32
2004	06.25	07.18	24	06.24	07.17	24	06.24	07.11	18
2005	06.26	07.18	23	06.26	07.18	23	06.25	07.15	21
2006	06.21	07.29	39	06.21	07.29	39	06.14	07.26	43
2007	06.21	07.29	39	06.21	07.24	34	06.21	07.24	34
2008	06.17	07.26	40	06.17	07.26	40	06.14	07.04	21
2009	06.28	07.21	24	06.21	08.03	44	06.21	08.03	44
2010	06.26	07.28	33	06.18	07.28	41	06.17	07.28	42
2011	06.22	07.17	26	06.10	07.10	31	06.10	07.10	31

지역별 연대별 장마시종일 및 장마기간(1961~2010)

연 도	중 부			남 부			제주도		
	시작일	종료일	기간	시작일	종료일	기간	시작일	종료일	기간
1961~1970	6.25~6.26	7.20~7.21	30	6.24	7.03~7.24	30	6.23~6.24	7.21~7.22	29
1971~1980	6.20~6.21	7.21~7.22	30	6.19~6.20	7.20~7.21	32	6.16~6.17	7.20~7.21	34
1981~1990	6.23	7.24~7.25	32	6.22~6.23	7.22~7.23	32	6.20~6.21	7.21~7.22	32
1991~2000	6.25	7.23~7.24	29	6.23~6.24	7.21~7.22	29	6.17	7.18~7.19	32
2001~2010	6.22~6.23	7.24~7.25	33	6.20~6.21	7.23~7.24	34	6.19	7.19~7.20	32

지역별 장마시작일 분석(1961~2011)

구 분	중 부	남 부	제주도
가장 빠른 해	1970.06.14	2011.06.10	2011.06.10
가장 늦은 해	1981.07.10	1992.07.09	1981.07.05

지역별 장마종료일 분석(1961~2011)

구 분	중 부	남 부	제주도
가장 빠른 해	1973.06.30	1973.06.30	1994.07.01
가장 늦은 해	1987.08.10	1969.08.11	1969.08.07

지역별 장마기간 분석(1961~2011

구 분	중 부			남 부			제주도		
	시작일	종료일	기간	시작일	종료일	기간	시작일	종료일	기간
최장	1969.06.25	1969.08.10	47	1969.06.25	1969.08.11	48	1998.06.12	1998.07.27	47
최단	1973.06.25	1973.06.30	6	1973.06.25	1973.06.30	6	1973.06.25	1973.07.01	7

[참고문헌]

기상청, 2011: 2011년 장마백서.

기상청, 2012: 손에 잡히는 예보기술 2012년 2월호, 일기도분석 가이던스(Ⅱ) 호우분석, 제 11호.

류상범, 2001: 장마의 어원과 정의에 대하여. 한국기상학회지, 11, 6–12.

서경환, 손준혁, 이준이, 2011: 장마의 재조명. 한국기상학회지, 21, 109–121.

Byun, H.-R., and D.-K. Lee, 2002: Defining three rainy seasons and the hydrological summer monsoon in Korea using available water resources index. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80-1, 33-44.

Han, S.-U., and B.-Y. Byun, 2006: The existence and the climatological characteristics of the spring rainy period in Korea. *Int. J. Climatol.*, 26, 637-654.

Huang, G., and Z. W. Yan, 1999: East Asian summer monsoon circulation index and its interannual variation. *Chin. Sci. Bull.*, 44, 421-424.

Kajikawa, Y., and B. Wang, 2012: Interdecadal change of the South China Sea summer monsoon onset. *J. Climate*, 25, 3207-3218.

Lau, K.-M., and S. Yang, 2000: Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon. *J. Climate*, 13, 2461-2482.

Tian, S.-F., and T. Yasunari, 1998: Climatological aspects and mechanism of spring persistent rain over central China. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 57-71.

Wang, B., and LinHo, 2002: Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J. Climate*, 15, 386-398.

Wang, B., and Z. Fan, 1999: Choice of south Asian summer monsoon indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 629-638.

Webster, P. J., and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118, 877-926.

Zhang, Q. Y., S. Y. Tao, and L. T. Chen, 2003: The interannual variability of East Asian summer monsoon indices and its association with the pattern of general circulation over East Asia. *Acta Meteor. Sin.*, 61, 559-568.

Zhou, W., AND J. C. L. Chan, 2005: Interseasonal oscillations and the South China Sea summer monsoon onset. *Int. J. Climatol.*, 25, 1585-1609.

16

대설판단 가이던스

눈이 쌓일 수 있을 정도로 대기와 지면의 기온이 낮은 상황에서 함박눈과 같이 수 상당량비가 높게 형성되는 경우에는 1~3mm의 적은 강수량에서도 대설(5cm 이상)이 발생할 수 있다. 대설 예보를 위해서는 강수형태 즉, 눈, 비 또는 진눈깨비의 구분이 우선되어야 하며, 눈과 진눈깨비가 어떤 조건하에서 지면에 쌓이는지 알아내야 한다. 그리고 적설이 된다면, 함박눈 또는 싸리눈과 같이 눈과 비의 비율인 수 상당량비를 계산해야 적설량을 산출 할 수 있다. 이와 같이, 적설이나 대설예보는 강수량 예보의 정확성, 강수형태 예보의 정확성, 수 상당량비의 정확성이 모두 요구되므로 비나 호우예측보다 상대적으로 더 어렵고 복잡하다.

적설예보 절차



그림 1. 적설 예보 절차

그림 1은 적설량 산출 방법에 대한 간단한 순서도를 보여준다. 일단, 강수를 예상한다면, 대기분석을 통해 눈·진눈깨비·비의 강수형태를 판단해야 한다. 다음으로 눈·진눈깨비가 예상된다면 과연 언제부터 지면에 쌓일 것인가를 결정해야 한다. 다음으로 적설이 예상되는 시간에 대기조건을 통해 수 상당량비를 계산해야 하며, 예상강수량과 연산(곱셈)을 통해 최종적으로 적설량을 산출할 수 있다. 이번 호에서는 과거 사례 분석으로 도출된 적설 예보 절차에 따라 강수유형 판단, 적설유무판단, 수 상당량비 계산방법을 제시하고자 한다.

I. 강수형태 판단

기상청에서는 현재 강수형태 판별에 1000–700hPa 층후선도를 활용하고 있다. 1000–700hPa 층후값[1)]을 이용한 눈, 비 구분법은 전세계적으로 오랜 기간 사용해온 방법이나 우리나라와 같이 겨울철에 낮은 고도에서 눈 구름이 형성되는 경우에는 강수형태 판별의 정확성을 보장하기 어렵다. 약 5년(2003~2008, 12~3월)간 고층관측지점의 진눈깨비사례를 이용하여 기준값과 편차를 정리하면 표 1과 같다. 표 1의 1000–850hPa 층후에서 표준편차 간격이 16gpm으로 다른 층후값에 비해 좁은 구간을 나타냈다. 이후 3년(2009~2011)간 검증한 결과 이 범위 내에 모두 포함되었다.

1) Bluestein(1993)은 1000–700hPa 2760m 층후값의 평균온도가 264.23K가 되므로 평균 기온감율을 고려하면 지상 기온이 0℃가 되므로 이런 대기 하층부의 층후구간으로 강수형태를 구분할 수 있음을 보였다.

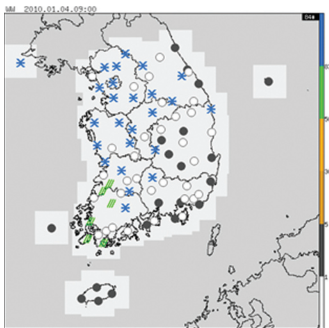
	눈	비	
층 후	기준gpm		gpm간격
1000-850hPa	1281	1297	16gpm
850-700hPa	1480	1516	36gpm
850-500hPa	3952	4064	112gpm
1000-700hPa	2762	2810	48gpm
1000-500hPa	5237	5357	120gpm

※ 고층관측 지점(7소): 속초, 백령도, 오산, 포항, 광주, 흑산도, 고산

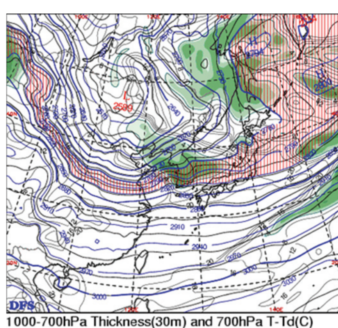
표 1. 고층관측 7개 지점을 대상으로 총 5년(2003년 12월~2008년 12월)간 겨울철(12~3월) 강수가 발생한 총 730개 사례 중 진눈깨비를 대상으로 각각의 층후를 이용하여 표준편차(유의 최대(소)) 범위를 보여 줌. 같은 지점을 대상 으로 총 3년(2009년 1월~2011년 3월)간 총 482개 사례를 대상으로 검증한 결과 기준 gpm 내(편차 범위 내)에 모두 포함되었음.

그림 2와 3은 실제 강수가 있었던 2개의 사례에 대해 강수형태 실황분포도와 1000-700hPa 층후, 1000-850hPa 층후에 의한 눈·비 구간을 비교해서 보여준다. 그림 2에서 전라남도 지역에 비가 내리고 있으며, 1000-700hPa 층후도에서는 눈·비 혼재구간에 들고, 1000-850hPa 층후도에서는 비 구간에 들어있다. 그림 3에서 충청남도에 눈이 내리고 있으며, 1000-700hPa 층후도에서는 비 구간에 들어 있고, 1000-850hPa 층후도에서는 눈·비 혼재구간에 들어있다. 1000-850hPa 층후선도의 1281~1297값은 1000-700hPa 층후값(현재 표출하는 2760~2820)의 폭에 비해 좁은 구역으로 표출되며, 판별하는 정확성도 높다고 할 수 있다.

(a) 강수형태 실황분포도



(b) 1000–700hPa 층후



(c) 1000–850hPa 층후

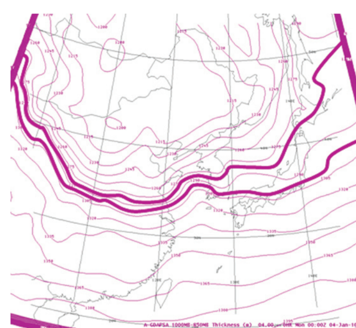
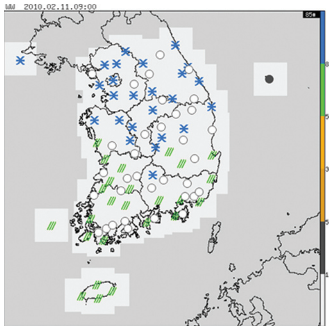
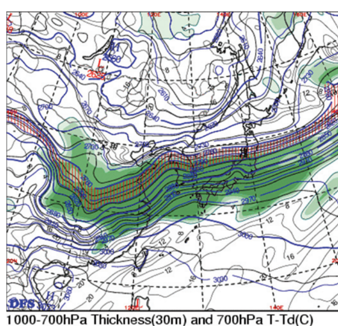


그림 2. 2010년 1월 4일 9시(KST) 강수형태 실황분포도와 눈·비 구분 층후선도

(a) 강수형태 실황분포도



(b) 1000–700hPa 층후



(c) 1000–850hPa 층후

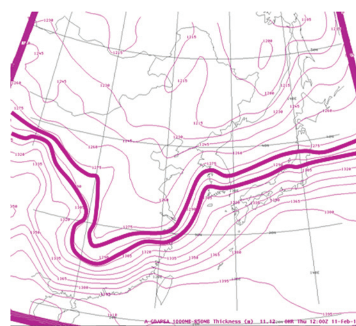


그림 3. 2010년 2월 11일 9시(KST) 강수형태 실황분포도와 눈·비 구분 층후선도

그렇지만 높은 정확도에도 불구하고 고지대에 이 기준을 적용하기에는 한계가 있다. 겨울이 여름에 비해 지표부근의 기압이 높아 1000hPa의 고도값이 관측소 해발고도보다 높은 것이 대부분이나 대관령과 같은 고지대의 경우 지표부근이 아닌 지하고도에 해당하기 때문이다. 강수형태 구분을 위해 1000hPa을 사용하는 층후값에서 모두 같은 문제가 발생한다. 따라서, 해발고도 150m 이하에 위치한 관측소에서 이 값을 적용하기엔 무리가 없지만 이 보다 높은 지점에서는 신뢰도가 떨어진다. 2003년부터 2011년 까지 겨울철(12~3월) 7개 고층관측소에서 강수가 관측된 총 1212개 사례 중 관측소 해발고도보다 1000hPa 고도값이 낮은 사례는 3개 뿐 이었다. 고층관측소 중 해발고도가 가장 높은 백령도가 144.86m이므로, 약 150m 해발고도 이하에 위치한 관측소에서는 1000-850hPa 층후의 1281~1297값은 눈·비 구분을 판단하는데 유용한 자료가 된다.

예측 활용도를 점검하기 위하여 2009년 1월부터 2011년 3월까지 표 2와 같이 주요 10개 지점을 대상으로 진눈깨비 관측 사례와 KLAPS 분석장 1000-850hPa 층후값을 추출하여 평균과 표준편차를 분석하였다. 평균값에서 표준편차를 감한 최소값은 청주에서 1278을 보였으며, 표준편차를 더한 최대값은 대관령에서 1313을 보였다. 대관령을 제외한 최대값은 목포에서 1302를 기록하였다. 10개 지점을 평균하면 표준편차에 의한 최소값은 1282, 최대값은 1302를 보여, 고층관측자료를 이용하여 설정한 1281, 1297과 최대값에서 5의 차이를 보였지만, 대관령을 제외한 전체 9개 지점에서는 최소 1281, 최대 1297로 고층관측자료를 이용한 결과와 일치된 결과를 나타냈다.

표 2. 적설관측 10개 지점을 대상으로 3년(2009년 1월~2011년 3월)동안 진눈깨비가 관측된 사례를 대상으로 KLAPS 분석장 1000-850hPa 층후값의 평균과 표준편차

지점명	해발고도 (m)	진눈깨비 사례 1000-850hPa층후 평균값(gpm)	진눈깨비 사례 1000-850hPa층후 표준편차	눈 구분 기준값 평균값-표준편차 (gpm)	비 구분 기준값 평균값+표준편차 (gpm)
문산	29.4	1292	8	1284	1300
대관령	772.6	1306	7	1299	1313
동해	39.9	1285	6	1279	1291
서울	85.8	1289	6	1283	1295
청주	57.2	1285	7	1278	1292
대전	68.9	1286	7	1279	1293
군산	25.6	1291	7	1284	1298
대구	64.1	1293	7	1286	1300
부산	69.6	1289	5	1284	1294
목포	38.0	1293	9	1284	1302

대관령을 제외한 전체지점의 gpm 신뢰구간은 1281~1297

대관령을 포함한 전체지점의 gpm 신뢰구간은 1282~1302

Ⅱ. 적설 유무 판단

그림 4는 1000-850hPa 층후의 진눈깨비 구간인 1281~1297내에 포함된 강수사례를 지상기온과 상대습도의 분포로 보여준다. Matsuo(1981), Stewart(1992), 서영경 등(2008)은 지상기온과 상대습도만을 이용해 눈·비 혼재구간 내에서 선형식을 이용해 강수형태를 구분했는데, 그림 4(b)와 같이 이 방법을 각 사례에 적용하였더니 이 선형식의 왼쪽부분(파란색 실선)에서는 비가 나타나지 않았으나 오른쪽 구역에서는 눈과 진눈깨비, 비가 공존하였다.

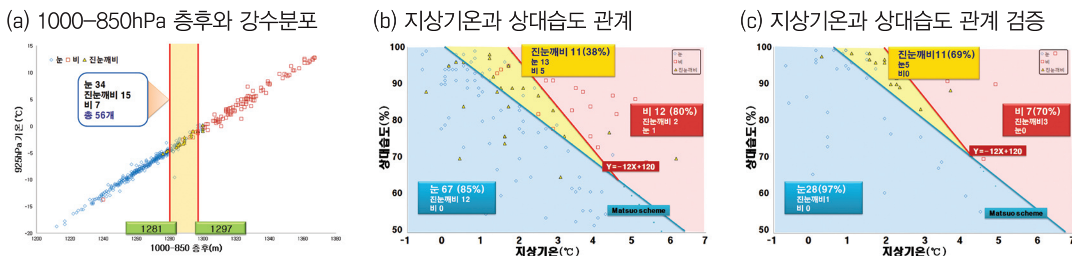


그림 4. 고층관측 7개 지점을 대상으로 총 5년(2003년 12월~2008년 12월)간 겨울철(12~3월) 강수가 발생한 총 730개 사례를 대상으로 1000-850hPa 층후와 925hPa 기온과의 강수형태 분포(a)와 (a)의 혼재된 구간(1281~1297)을 대상으로 지상기온과 상대습도 분포(b), (c)는 같은 지점을 대상으로 총 3년(2009년 1월~2011년 3월)간 검증한 자료임

Matsuo 선형식(파란색 실선)의 오른쪽 구역에서 눈과 진눈깨비가 주로 분포된 곳과 비가 대부분인 지역을 구분하는 선(붉은색 실선: y=-12x + 120)을 만들었다. 따라서, Matsuo식의 왼쪽은 눈 구역, 새로 만든 직선의 오른쪽은 비 구역, 가운데는 눈·비·진눈깨비가 혼재된 구역으로 구분이 가능하다. 이 구분방법을 이용해 검증한 결과 그림 4(c)와 같이 나타났다. 새로 만든 식의 오른쪽에 눈은 전혀 나타나지 않았으며, Matsuo식의 왼쪽에서 비도 전혀 나타나지 않았다. 이 두식의 가운데 구역에서 진눈깨비가 가장 많은(69%) 강수형태로 나타났다.

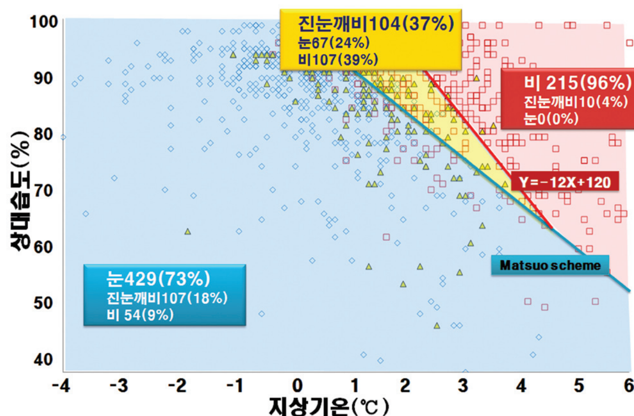


그림 5. 표 2의 10개 지점을 대상으로 정의된 1000-850hPa 강수형태 혼재구간의 사례에 대한 지상기온과 상대 습도의 분포도

고층관측을 하지 않는 다른 지점들에 대해서도 적용가능성을 검증해 보기 위해 KLAPS 분석장을 이용하여 주요 10개 지점의 3년간(2009.1.~2011.3) 1000-850hPa 층후의 진눈깨비 구간(표 2와 같이 각 지점별 평균과 편차에 의한 설정된 범위의 사례)의 강수자료를 대상으로 지상기온과 상대습도로 강수형태 분포도를 작성하였다(그림 5). 붉은색 실선(y=-12x + 120)의 오른쪽 영역인 비 구역에서는 대부분이 비(95%)로 관측되었고, 눈은 전혀 기록되지 않았다. 그러나 파란색 실선의 왼쪽 영역인 눈 구역에서 진눈깨비와 비가 상당량(27%)을 차지한다. 그림 6과 같이 Matsuo 식(파란색 실선)을 1℃ 왼쪽으로 이동시켰더니, 강수형태가 혼재된 구역에서 눈(46%), 진눈깨비(30%), 비(24%)의 비율이 비교적 고르게 분포하고 눈 구역에서 눈의 비율이 89%로 상승했으며, 비는 3%에 불과하였다.

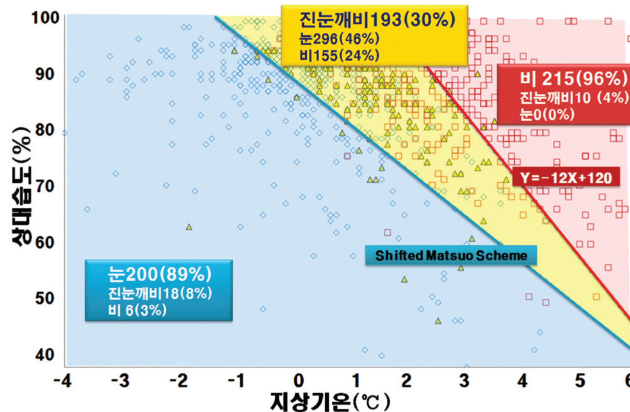


그림 6. 그림 4와 같으나 눈과 진눈깨비를 구분하는 Matsuo scheme을 1℃ 왼쪽으로 이동

개선된 Matsuo 그래프를 이용한 적설구역 판단

눈과 비, 진눈깨비가 혼재된 구간을 대상으로 적설구역을 추려내기 위해 그림 7(a)와 같이 기준을 설정하여 구분하였다. 이것을 요약한 그림 7(b)의 1 구역(적설구역)은 상대습도 75%이상, 기온 0.9℃이하 구역이며, 전체 적설사례 중 88%가 해당하는 구역이다. 1, 2구역은 모두 눈 구역으로서, 눈이 관측된 사례가 각각 83%, 77%로 가장 높으며, 진눈깨비를 눈으로 포함하면, 각각 97%, 92%를 나타낸다. 3, 4구역(강수형태 혼재구역)에서 3구역은 눈(41%)이 가장 많이 분포하며, 4구역은 비(43%)가 가장 많이 분포한다. 5구역은 비 구역으로서 96% 비가 나타났다. 따라서, 강수유형, 적설 판단표를 이용해 지상기온과 상대습도만으로 간단하게 눈, 비, 진눈깨비, 적설 판단이 가능하다. 1, 2구역은 눈 예보를, 3구역은 눈이 우세한 눈/비 예보를, 4구역은 비가 우세한 비/눈 예보를, 5구역은 비 예보를 하면 된다. 따라서 강수예상추이가 4구역에서 5구역으로 이동할 것으로 판단한 경우 굳이 눈 예보 보다 비 예보를 하는 것이 좋으며, 3구역에서 1, 2구역으로 이동할 것으로 판단한 경우 눈, 적설 예보를 고려해야 한다.

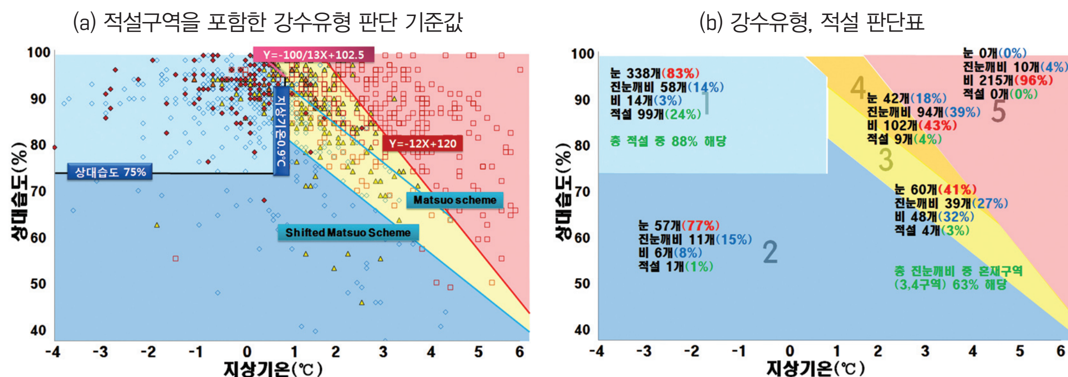


그림 7. 그림4(c)와 같으나 (a)각 구역별 계산식과 (b)적설구역(1구역)을 포함한 눈(2), 진눈깨비(3,4), 비(5) 구역 판단표. 붉은색으로 채색된 심볼은 적설(0.1cm 이상)을 의미함

표 3. 각 강수유형 구분별 정의와 산출 식

구 분	영 역	산출 식	권장예보
적설구역		• 상대습도≥75%, 지상기온≤0.9℃ • 상대습도<-100/13×지상기온+102.5	눈, 적설량
눈 구역		• 지상기온> 0.9 • 상대습도<-100/13×지상기온+89.5 또는 • 지상기온≤ 0.9, 상대습도<75	눈
진눈깨비 (눈 우세)구역		• 상대습도≥-100/13×지상기온+89.5 • 상대습도<-100/13×지상기온+100 • 상대습도<-12×지상기온+120 • 지상기온>0.9	눈/비
진눈깨비 (비 우세)구역		• 지상기온>0.9 • 상대습도≥-100/13×지상기온+100 • 상대습도<-12×=지상기온+120 또는 • 지상기온≤0.9 • 상대습도≥-100/13×지상기온+102.5	비/눈
비 구역		• 상대습도≥-12×지상기온+120	비

Ⅲ. 수 상당량비 계산

대기조건이 적설가능 구역에 들 것으로 예상되면 강수량을 눈으로 환산하여 적설량을 예측해야한다. 이 때, 대기조건별 눈과 비의 비율인 수 상당량비 계산이 필요하다. 그림 8은 극단적인 대기구조의 두 사례로서, 안정한 대기상태에서 지상부터 850hPa까지 기온의 변화가 거의 없는 역전층 대기상태와 포화된 상태에서 습윤기온감율로 고도에 따라 기온이 감소하는 불안정한 대기상태를 보여준다. 일반적으로 지상의 기온이 영하라면 눈은 쌓이게 되므로, 안정한 대기상태일 경우(그림 8(a)) 지상과 850hPa 기온이 비슷한 상태라고 볼 수 있다. 만약, 지상의 기온이 0℃이상이라면, 850hPa 기온이 0℃보다 낮지 않다면, 눈이 내릴 수 있는 조건을 만족하지 못한다. 일반적으로 0℃이상의 녹는 층(melting layer)의 두께가 200~600m를 넘을 수 없다고 연구된 바 있다(Weather forecasting handbook 2000, White et al. 2002, White et al. 2010). 대기가 불안정한 경우(그림 8(b)) 습윤기온감율을 적용하면 지상의 기온이 0℃일 경우 850hPa 기온은 약 −8℃가 된다. −10℃이하의 습윤공기내에서 과냉각수적이 다량으로 존재하고, 이 과냉각 수적으로 인하여 함박눈과 같이 눈의 크기가 커진다(Hallet 1965, Edward et al. 1972, Pruppacher 1995). 강수가 생성되고 발달하는 구조가 850hPa 이상의 고도라는 점을 고려한다면, 850hPa의 −8℃는 습설과 건설을 가늠할 수 있는 지표가 될 수 있다.

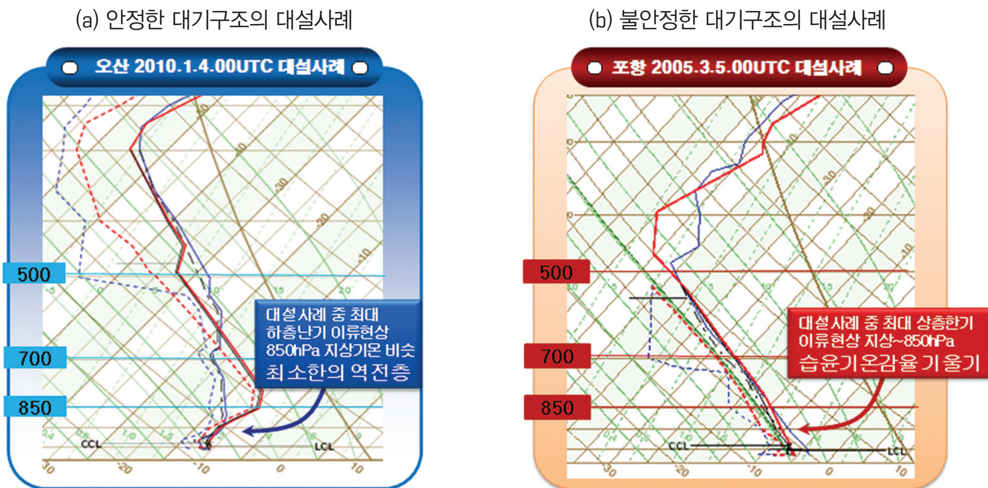


그림 8. 대설사례에서 발생한 극단적 대기구조의 2 사례. 왼쪽은 지상에서 850hPa까지 안정(기온 비슷)한 사례(2010년 1월 4일 09KST)이며, 오른쪽은 지상에서 850hPa까지 포화된 상태에서 불안정(습윤기온감율)한 사례(2005년 3월 5일 09KST)임

850hPa의 −8℃, 지상기온 0℃의 기준값을 이용하여 그림 9와 같이 4개의 조건별 수 상당량비 계산을 한다. 그림 10은 30년(1981~2010)간 12~3월 고층관측 7개 지점을 대상으로 3시간 신적설이 0.1cm 이상인 1081개 사례에 대해 강수량과 수 상당량비의 관계를 4개의 추세식으로 보여준다. 가운데 굵은 파란색 선은 전체 사례에 대한 추세곡선이며, 이 외에 1~4번으로 보여진 곡선은 그림 9의 조건별 추세선이다. 1~4번의 추세선은 각각 수 상당량비 값이 다르다. 표 4는 각 4개의 수상당량비 계산식

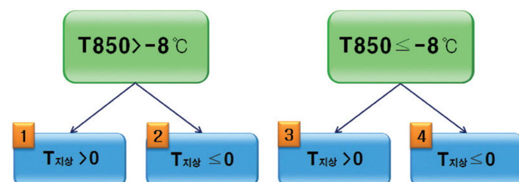


그림 9. 수 상당량비 산출을 위한 총 4개의 구분 조건

으로 얻어진 적설량 값과 실제적설량과의 RMSE와 상관계수를 보여준다. 전체 RMSE는 0.8, 상관계수는 0.86을 보였다. 그림 10에서 보면, 적은 강수량에서 수 상당량비의 차이가 다소 발생하지만 적설량으로 산출시 그 값의 차이는 많은 강수량에 비해 작다. Byun et al.(2008)은 누적 강수량과 수 상당량비 계산과의 관련성을 각 강수량(1mm 단위) 단위별로 계산하여 제시하였는데, 단순한 누적강수량 대비 수 상당량비 계산법보다 개선된 결과를 보였다.

결론적으로, 앞서 제시한 강수유형 판단과 적설유무 판별방법을 이용해 적설이 예상되는 경우, 4개의 조건별 수 상당량비 계산식을 적용하여, 예상강수량과 구해진 수 상당량비를 곱하여 적설량을 산출할 수 있다.

표 4. 그림 10에서 구분한 4개의 추세선에 대한 실제 적설량과의 검증결과임. 상관은 99% 유의수준임.

		T850 〉 −8, T지상 〉 0	T850 〉 −8, T지상 ≤ 0	T850 ≤ −8, T지상 〉 0	T850 ≤ −8, T지상 ≤ 0	전체 사례
실제 적설량과 예상 적설량	RMSE	1.2	1.0	0.6	0.8	0.8
	상관 계수	0.57	0.82	0.81	0.90	0.86
	사례수 (개)	133	80	122	746	1081

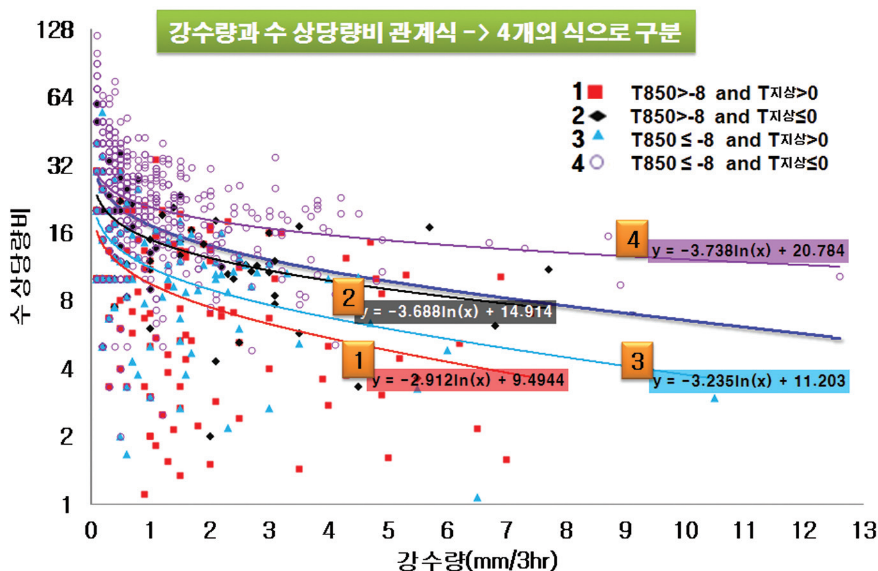


그림 10. 30년(1981~2010)간 발생된 3시간 신적설 0.1cm 이상 총 1081개 사례에 대해 그림 8의 4개 조건에 대한 추세선

〈 다시보기 – 예보관핸드북: 한눈에 보는 대설개념모델〉

대설 개념모델 6종

우리나라에서 발생된 10년(2001~2010)간 총 50개 대설사례(대설경보 기준)를 시스템별로 구분하였다. 가장 기본적으로 상층 한대제트축(Polar Jet Streak)을 기준으로 북쪽과 남쪽에서 영향을 받는 시스템별로 구분하였다. 그림 11과 같이 상층 한대제트 북쪽은 극 기단 혹은 한랭기단 영향에서 발생되므로 비 보다 눈이 발생하기 쉬우며, 제트축의 남쪽은 하층대기에서 한랭한 공기의 영향을 받을 때에 눈이 내릴 수 있다.

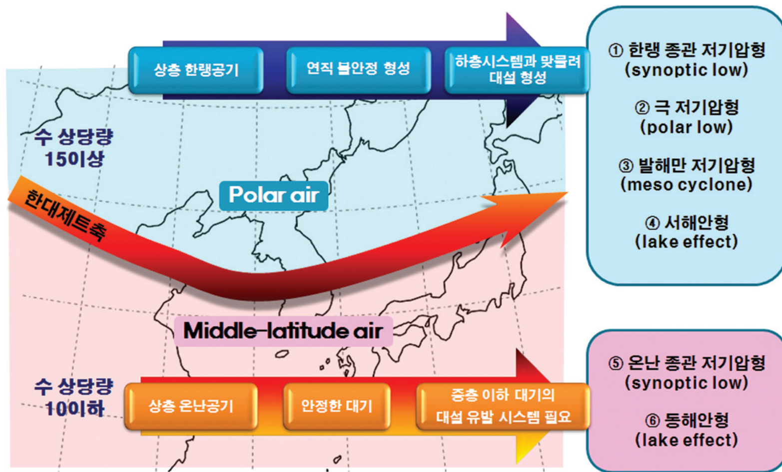


그림 11. 10년(2001~2010)간 발생된 대설사례를 대상으로 한대제트 축(streak)을 기준으로 대설시스템 구분 모식도

1. 한랭 종관 저기압형

한대제트 북쪽의 차가운 기단 안에서 중국 중부 내륙에서 발생한 저기압이 서해상을 지나 우리나라 내륙으로 통과하는 사례로서, 저기압 발달 단계에 해당하며 동중국해와 서해상에서 습윤한 공기를

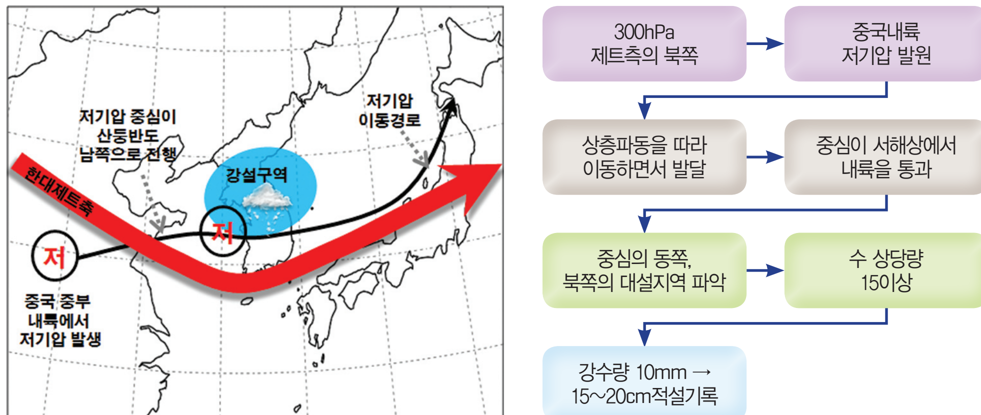


그림 12. 한랭 종관 저기압형 대설구역 모식도(좌)와 적설 산출 순서도(우)

공급받아 내륙으로 이동하면서 대설이 발생한다. 종관일기도에서 발달한 저기압 중심이 보이며, 주 강설 구역은 저기압 중심 진로의 동쪽과 북쪽에 형성된다. 지상의 기온이 0℃ 이하라면, 수 상당량 비는 15이상의 높은 값으로 적설을 산출할 수 있다. 대표적인 사례는 2001.2.15, 2004.3.5, 2010.1.4 등이 있다.

2. 극 저기압형

대설 사례 중 가장 차가운 극 공기를 수반한 중규모 저기압에 의해 발생하며, 주로 동해안 대설 사례가 많고, 전체적인 발생 빈도는 낮다. 중·상층 대기의 매우 차가운 공기와 해양의 따뜻한 수온 사이에 큰 온도차로 인한 연직 불안정 대기가 대설 발생을 유발하는 가장 큰 원인이다. 중심 최저기온이 영하 35℃ 이하인 500hPa 절리저기압에서 콤마형 구름대, 혹은 나선형 구름대가 나타나므로 위성영상에서 중심을 찾아낼 수 있지만 규모가 200km 내외이므로 종관규모 일기도에서 중심을 찾아내기가 쉽지 않다. 500hPa 와도축 내부에서 강설은 −30℃이하 구역으로 한정되고 500hPa 부근에 대류권계면 접힘 현상이 나타난다. 극 저기압은 항상 바다에서만 형성되고 육지에 들어오면, 세력이 급격히 약화된다. 또한, 500hPa 절리저기압과 함께 극 저기압을 감싸던 와도축이 극저기압 중심 상공을 빠져 나가면 소멸한다. 강설 구역은 500hPa 절리저기압 내부에 $10e^{-5}$/s 이상의 와도 축 내부로 한정된다. 관측지점의 500hPa 기온이 −35℃ 이하이면, 평균적으로 시간당 1.5~2cm 적설이 되고, 500hPa 기온이 −30~−35℃의 구역에 든다면, 강설 시작 후 평균 3시간 이후 적설이 나타나며, 평균적으로 총 강설시간 동안 시간당 1cm 이하 적설이 나타난다. 대표적인 사례는 2005.1.16, 2005.3.5, 2008.2.9 등이 있다.

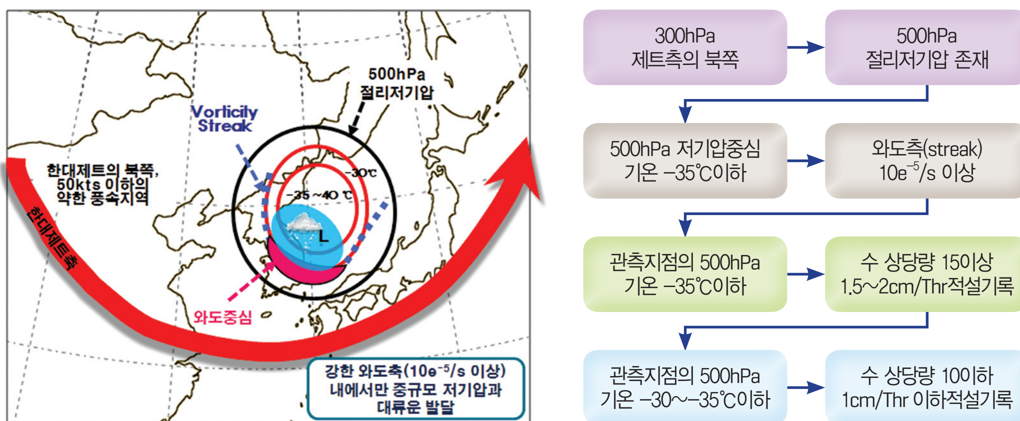


그림 13. 극저기압형 대설구역 모식도(좌)와 적설 산출 순서도(우)

3. 발해만 저기압형

차가운 기단 내에서 더 차가운 공기의 파동에 의해 발생하는 중규모 저기압이 중부이북지방을 지나면서 대설이 나타나는 유형이다. 주로, 서울·경기도에서 발생하는 대설 유형이며 평균적으로 1~3cm, 최대 10cm 미만의 적설이 나타난다. 저기압 발달초기 단계로써 대류 발달이 약하며, 종관일기도에서 저기압의 중심을 찾기가 난해하다. 지상은 시베리아 고기압에서 변질된 이동성 고기압이 중국 남동부지역에 위치하고, 중·상층 대기의 한랭한 공기를 동반한 단파 골(trough) 접근시에 발생한다. 서해상에 해기차로 생성된 눈구름의 유입으로 강설이 시작한다. 강설 구역은 저기압 중심에서 남쪽과 동쪽에만 분포하고, 700hPa 이하 하층대기에서 서풍형의 풍계에서 나타난다. 지상의 기온이 0℃ 이하라면, 수 상당량 비는 15이상의 값으로 적설을 산출할 수 있다.

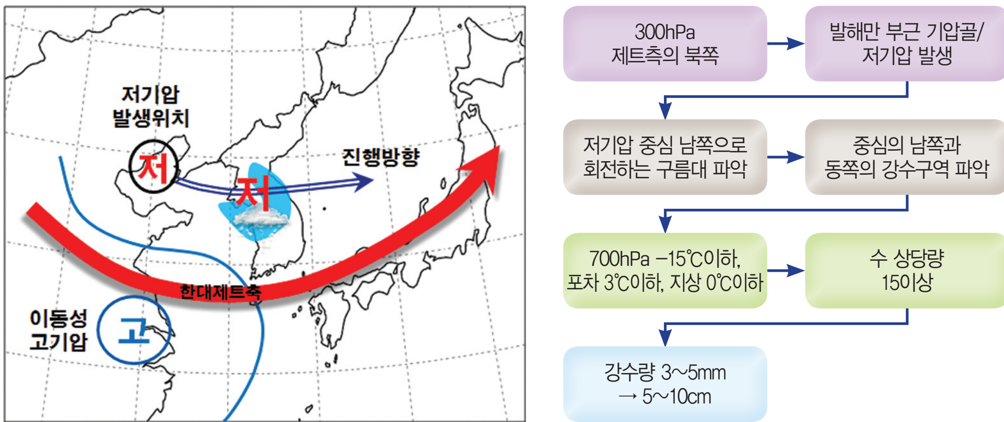


그림 14. 발해만 저기압형 대설구역 모식도(좌)와 적설 산출 순서도(우)

4. 서해안형

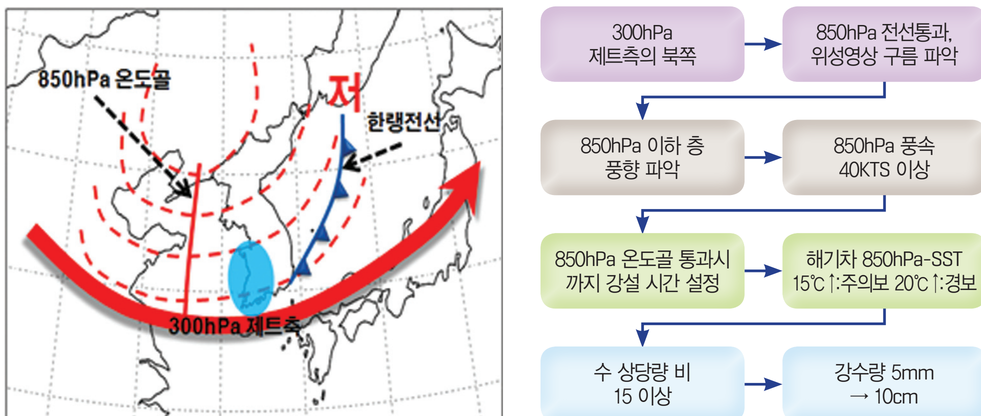


그림 15. 서해안형 대설구역 모식도(좌)와 적설 산출 순서도(우)

한대제트 북쪽의 차가운 기단 내에서 시베리아 고기압이 확장할 때 해기차에 의해 만들어진 눈구름이 충남서해안 및 전라남북도에 대설을 발생시키는 사례로서, 가장 빈번하게 대설을 유발하는 유형이다. 850hPa의 풍속이 40kts 이상이고, 850hPa 기온과 해수면 온도와의 차가 15℃(주의보), 20℃(경보) 이상일 때 대설이 나타난다. 850hPa 한랭전선 통과시부터 온도골이 지나가기까지의 구간을 강설 구역으로 설정할 수 있으며, 925hPa 풍향이 중국 동해안에서 관측지점으로 유입 가능한 형태이어야 하며, 수 상당량비는 15~20으로 적설량을 산출 할 수 있다.

5. 온난 종관저기압형

한대제트 남쪽의 따뜻한 기단 내에서 중국 내륙에서 발생한 저기압이 남해상으로 지날 때 저기압 중심의 북쪽에서 강설이 나타나는 유형으로서, 지상 및 하층대기에 차가운 공기가 빠져나가지 못하고 상층의 온난한 공기가 유입되어 매우 안정한 연직 층 구조를 보인다. 종관일기도에서 발달한 저기압 중심이 보이며, 한대제트축의 남쪽에 저기압 중심이 위치한다. 저기압 중심이 남해상으로 진출하면서 저기압 중심 북쪽에 강설현상이 나타나며, 지상에서 동풍기류가 유입되면서 강설이 있다가 북서풍 기류로 바뀌면서 강설이 종료된다. 저기압 이동로의 북쪽과 한대제트축 남쪽으로 강설구역이 제한된다. 중·상층 대기의 기온이 온난하므로 850hPa이하의 지표부근 대기기온과 지상의 기온이 절대적으로 중요하다. 수 상당량비는 10이하이다.

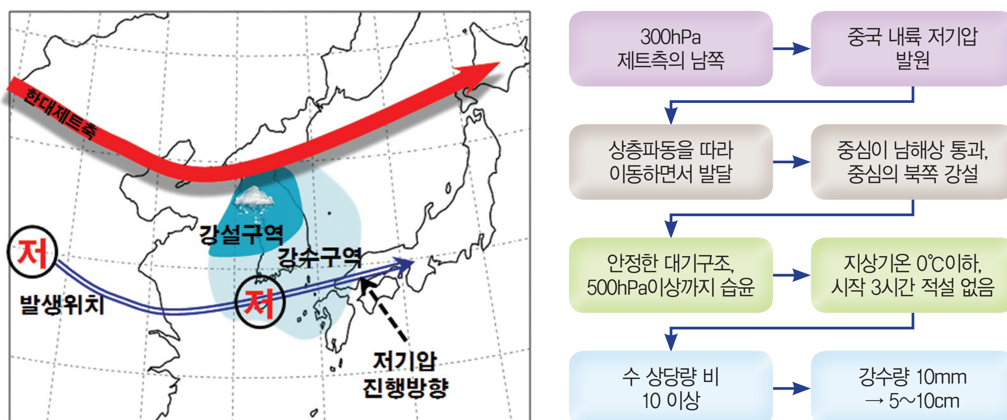


그림 16. 온난 종관저기압형 대설구역 모식도(좌)와 적설 산출 순서도(우)

6. 동해안형

연해주 부근에 500hPa 저기압이 정체되어 있을 때, 그 후면에서 침강현상이 대규모로 일어나 지상에 중국 북동부 지역의 고기압이 발달되어 동풍류가 동해안으로 유입되는 강설 유형이다. 낮은 수상당량비를 보이나 정체된 일기배치에서 나타나는 강설형태이므로 지속시간 1일 이상 나타나기도 한다. 영동산악 지방을 중심으로 대설이 나타나며, 대관령이 가장 빈도가 높다. 지상에서 700hPa 부근까지 습윤층이 분포하며, 동해안은 지상의 동풍에서 500hPa 서풍으로 뚜렷한 바람이 반전(backing)하는 현상이 나타난다. 주 강설 구역은 영동지방이며, 해상에서 대류성 눈구름이 만들어진 후 유입된다. 해상을 거쳐 들어오는 바람의 영향을 받지 않을 때까지 강설이 지속되며, 수 상당량 비는 적은 강수량에서는 10 내외이나 지속시간이 길어지면서 10이하를 보인다.

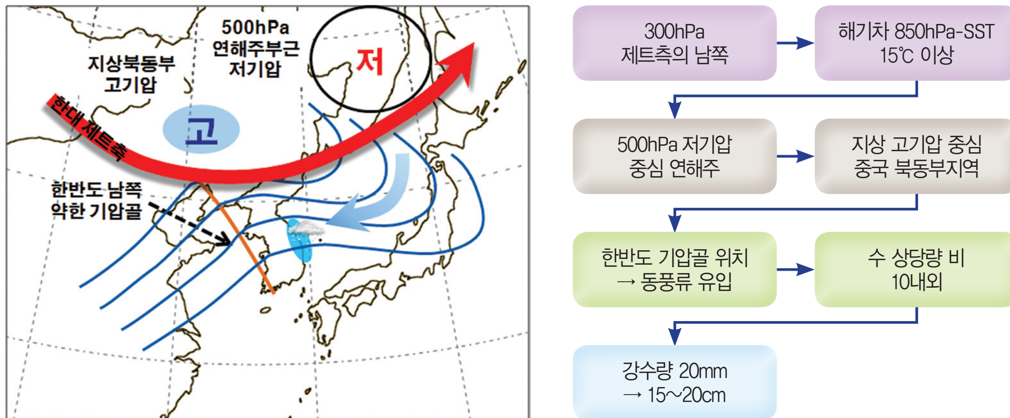


그림 17. 동해안형 대설구역 모식도(좌)와 적설 산출 순서도(우)

[참고문헌]

서영경, 이현진, 최준태, 2008: 기온 MOS 모델 개발 및 강수형태 MOS 개선. 수치모델관리관실 기술 보고서.

전종갑, 이동규, 이현아, 1994: 우리나라에서 발생한 대설에 관한 연구. 한국기상학회지, 30-1, 97-117.

한눈에 보는 대설개념모델, 2011: 예보관핸드북 시리즈Ⅰ. 기상청 예보기술팀.

Bluestein, H. B., 1993: Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Vol. 2: Observations and Theory of Weather Systems. *Oxford University Press,* 594.

Byun. K. -Y., J. Yang., and T. -Y. Lee, 2008: A snow-ratio equation and its application to numerical snowfall prediction. *Wea. Forecasting,* 23, 644-658.

Edward E., Hindman Ⅱ., and D. B. Johnson, 1972: Numerical simulation of ice particle growth in a claoud of supercooled water droplets. *J. Atmos. Sci.,* 29, 1313-1321.

Hallet. J., 1965: Field and laboratory observations of ice crystal growth from the vapor. *J. Atmos. Sci.,* 22, 64-69.

Matsuo. T., Y. Sasyo., and Y. Sato, 1981: Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements. *J. Meteor. Soc. Japan,* 59-4, 462-476.

Pruppacher, H. R. 1995: A new look at homogeneous ice nucleation in supercooled water drops. *J. Atmos. Sci.,* 52, 1924-1933.

Stewart. R. E., 19992: Precipitation types in the transition region of winter storms. *Bull. Am met. Soc.,* 73, 287-296.

Weather forecasting handbook, 2002: Precipitation type of winter forecasting. pp144.

White. A. B., D. J. Gottas., A. F. Henkel., P. J. Neiman, F. M. Ralph., and S. I. Gutman, 2010: Developing a performance measure for snow-level forecasts. *J. Hydrometeorology,* 11, 739-753.

___, ___, E. T. Strem., F. M. Ralph, and P. J. Neiman, 2002: An automated brightband height detection algorithm for use with Doppler radar spectral moments. *J. Atmos. Oceanic Technol.,* 19, 687-697.

17 대설사례 분석과 예측

대설사례

이번호에서는 최근 10년(2003~2012)간 서울에서 발생한 대설주의보 기준 도달(≥5cm/24시간)사례를 이용하여 대설의 원인 분석과 예측방법을 제시한다. 표 1은 10년간 서울에서 발생한 5cm 이상의 대설 사례를 요약한 것이다. 총 19회 대설이 발생하였으며, 평균적으로 1년에 약 2회 정도의 대설빈도를 보였다.

표 1. 최근 10년(2003-2012)간 서울에서 발생한 대설(≥5cm) 사례 요약(날짜순)

날 짜	최심신적설(cm)	강수량(mm)	수상당량비	일최저기온(℃)	일최고기온(℃)	유 형
2003.01.27	5.3	5.6	9.5	-6.1	2.8	4
2004.01.18	6.3	4.8	13.1	-1.6	1.5	4
2004.03.04	18.5	14.6	12.7	-5.5	2.5	3
2005.12.03	7.6	5.0	15.2	-3.2	2.7	1
2006.02.07	7.0	8.4	8.3	-4.8	1.2	1
2006.12.17	9.0	5.5	16.4	-3.9	1.6	1
2007.01.06	7.5	9.0	8.3	-4.8	4.6	2
2008.01.11	6.1	6.7	9.1	-1.7	2	4
2008.01.21	5.8	4.5	12.9	-0.7	3.8	4
2008.02.25	5.5	6.6	8.3	-3.1	2.5	1
2009.01.16	5.1	3.3	15.5	-4.8	0.4	1
2010.01.04	25.8	14.2	18.2	-8	-3.4	3
2010.02.11	7.1	10.5	6.8	-0.8	3.5	4
2010.03.09	7.6	14.0	5.4	-3.9	5.7	4
2010.12.28	9.4	6.0	15.7	-6	-0.1	2
2010.12.30	6.5	3.7	17.6	-9	-3.6	2
2011.01.23	6.0	5.3	11.3	-7.1	-2.1	2
2012.01.31	6.2	3.9	15.9	-8.5	-0.3	2
2012.12.05	7.8	5.8	13.4	-6.2	-0.8	2

※ 유형별 대설 발생횟수 유형1:5회, 유형2:6회, 유형3:2회, 유형4:6회

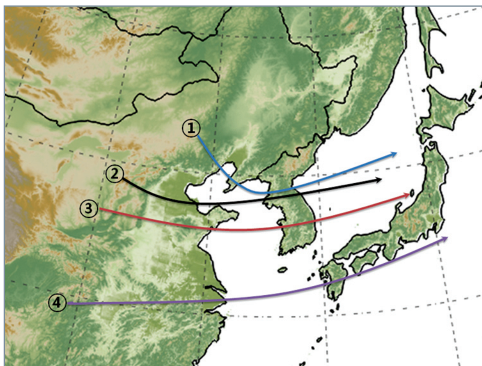


표 1의 우측에 나타낸 유형은 지상일기도의 저기압 이동경로를 기준으로 나눈 것으로서, 그림 1과 같이 요약할 수 있다. 표 1과 그림 1의 번호 ①~④는 동일한 시스템과 이동경로를 의미한다.

그림 1. 표 1에서 제시한 유형별 지상저기압 중심의 이동경로

표 2. 지상저기압의 이동경로로 구분한 수도권의 대설 유형

유 형	저기압 발생지	규모 및 특징	발생 및 경로	중점 분석 사항
①	발해만 부근	중층대기의 파동(기압골) 발달로 인한 중규모 저기압	발해만 부근에서 발생하는 중규모 저기압으로서, 주로 중층대기에서 기압골의 형태가 잘 나타나며, 북한과 중북부 지방을 통과하나, 지상일기도에 저기압 중심이 나타나지 않는 경우도 있음	• 해수온도와 하층대기의 불안정 • 700hPa의 상승류 존재 • 하층대기에 서~남서풍 존재
②	중국 내륙	지상부터 상층까지 잘 조직된 종관규모 저기압	중국에서 발생한 저기압이 발달하면서 저기압 중심이 서울부근이나 그 북쪽(북한지방)을 통과 함	• 하층대기의 남서류의 강도와 수증기량 • 저기압 중심의 이동경로에 따른 강수예측시간
③			중국에서 발생한 저기압이 발달하면서 저기압 중심이 서울남쪽(충청부근)을 통과	
④			중국에서 발생한 저기압이 남해상을 통과하면서 서울, 수도권이 기압골에 위치할 때 발생	

※ 유형 4의 경우 유형3과 분석방법이 유사하여 별도의 분석은 하지 않았음(단, 서울지역과 저기압중심과의 거리가 더 멀다).

유형별 분석과 예측

1. 발해만에서 발생하는 중규모 저기압

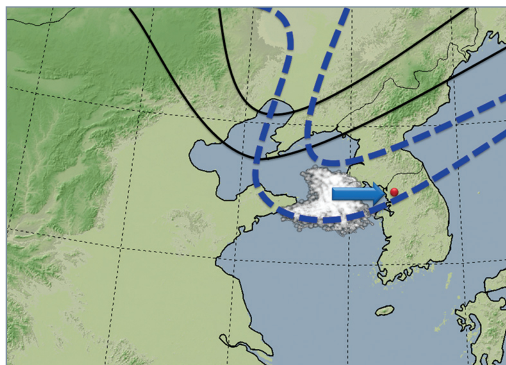


그림 2. 발해만 저기압의 개념도. 검은색 실선은 500hPa 등고선, 파란색 파선은 지상일기도를 의미함.

발해만에서 발생하는 저기압은 상층 찬 공기의 파동이 따뜻한 서해상의 해수온도와 상호작용하여 발생하는 중규모 저기압이다. 이 저기압은 서에서 동으로 이동하는 시스템에서 만들어지지 않고 주로 중층대기에서 찬 공기의 파동이 북에서 남으로 이동하는 방향인 발해만의 북서쪽에서 우리나라로 진행할 때 발생한다. 중층대기에서 저기압성 파동(기압골)이 존재하지만 지상일기도에서는 규모가 작아 저기압 형태가 발견되지 않는 경우도 있다. 이 유형에 의한 대설 기록 중 최대값은 2006년 12월 17일에 기록한 9cm이다. 이때, 강수량은 5.5mm로서 수상당량비는 16.4를 보였다. 발해만 저기압에 의한 강설은 강수량은 적지만 매우 차가운 기단에서 더 차가운 공기가 남하하면서 발생되므로 다른 사례에 비해 수상당량비가 큰 것이 특징이다.

발해만 저기압에 의해 대설이 발생하기 위해서는 우선, 서해상에 눈구름이 만들어져야 한다. 그림 3은 발해만 저기압에서 발생한 대표적인 사례들이다. 각 사례들의 단열선도를 보면, 850hPa 기온이 −10℃ 내외임을 알 수 있다. 해수온도와 눈구름이 생성될 충분한 해기차가 만들어졌다고 볼 수 있다. 또한 모든 사례에서 이 눈구름이 하층대기의 남서풍이나 서풍의 기류에 의해 경기만에서 내륙으로 유입될 수 있는 구조를 보였다. 3개 사례 모두 850hPa에서 남서~서풍형의 풍계와 15kts 이상의 풍속이 관측되었다. 또한 대류응결고도(CCL)는 850hPa 이하 고도에 모두 위치하였고, 지상부터 약 700hPa까지 습윤한 대기를 보였다. 서해상에 위치한 구름대는 700hPa고도의 상승운동 지역에 위치하였다. 특히, 그림 3(a) 2009년 1월 9일 00UTC에 위성영상에서 서해상에 위치한 구름대와 700hPa 상승운동 지역이 일치된 모습을 볼 수 있다.

따라서, 발해만 저기압에서 발생된 대설 사례를 요약하면, ① 하층대기의 기온이 낮아 해기차에 의한 불안정한 대기가 형성되어 눈구름이 발생할 수 있었다. ② 700hPa 상승구역은 대설을 발생시킬만큼 충분한 높이를 가진 눈구름을 만들 수 있었다. ③ 지표와 하층대기에서 남서 또는 서풍형의 저기압성 풍계는 눈구름을 서해상에서 내륙으로 이동시킬 수 있었다. 850hPa 기온이 −8℃이하이고, 지상기온이 0℃이하라면, 수상당량비 15이상을 적용할 수 있다. 따라서, 발해만 저기압에 의한 강설일 경우 3mm의 적은 강수량을 예측하더라도 대설주의보 기준인 5cm에 도달할 수 있음을 유념해야 한다.

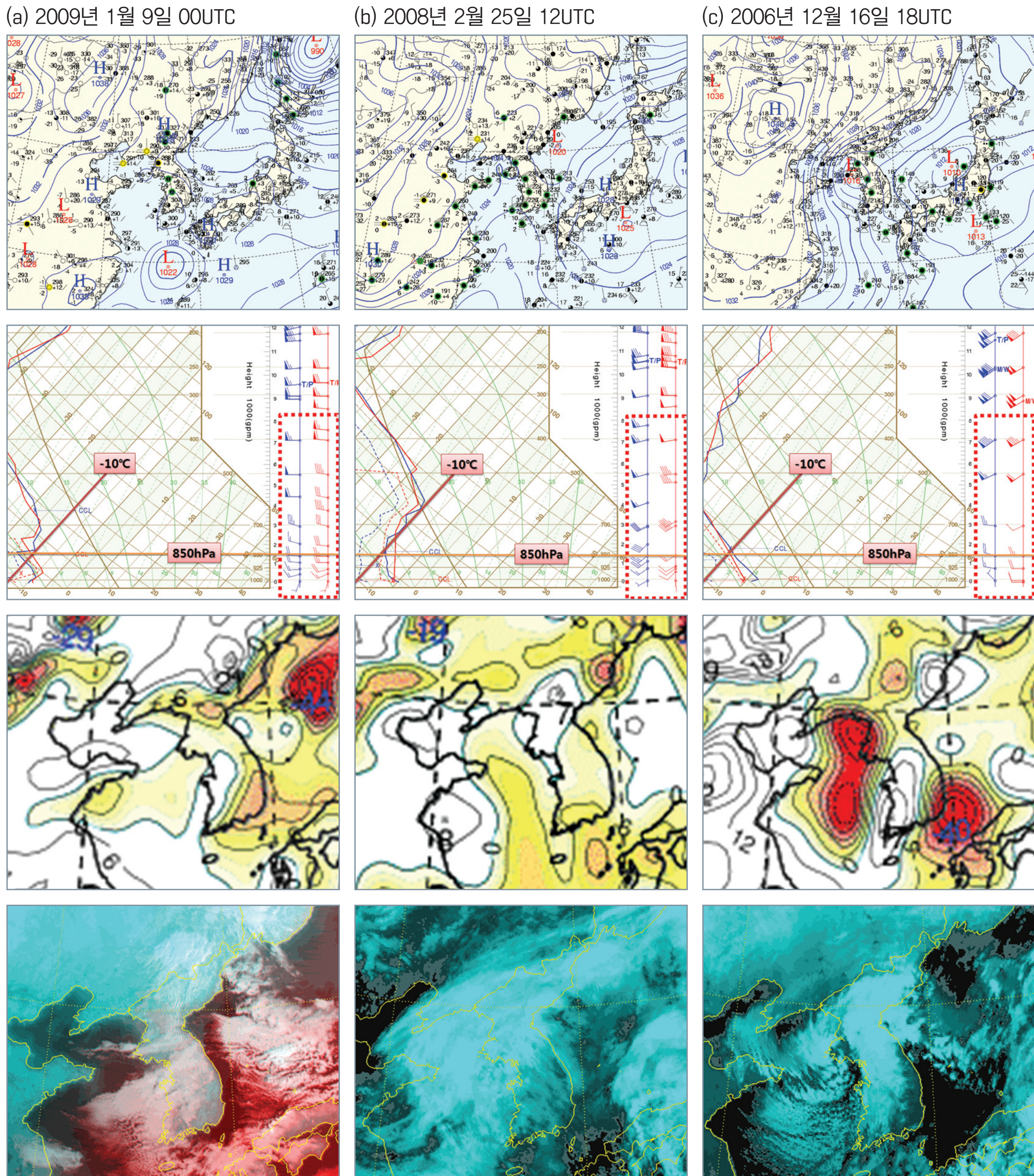


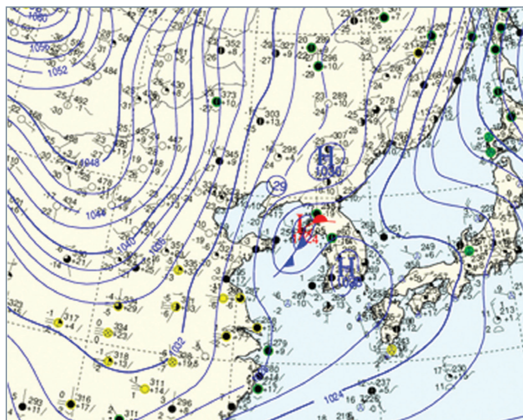
그림 3. 발해만 대설 유형 중 대표적인 3개 사례의 눈이 시작된 시간대의 지상일기도, 오산단열선도, 700hPa 상승속도, 위성 합성영상

2. 종관 저기압 중심이 서울부근이나 서울 북쪽으로 통과하는 경우

저기압 중심이 서울부근이나 서울북쪽으로 통과하면 서울을 포함한 우리나라 전역이 한랭전선의 영향을 받는다. 이때는 저기압 중심의 남쪽에 위치한 온난한 기단 내에서 강수현상이 나타나므로, 눈과 비의 판별이 우선시 되어야 한다. 일단, 눈이 오고 적설이 예상된다면, 전선의 강도에 따른 강수강도, 강수지속시간을 고려해야 한다. 전선의 강도는 에너지와 수증기 공급차원에서 하층대기에 남서기류의 풍속세기가 가장 중요하며, 상층 와도의 발달여부, 동서 기온경도 등도 고려한 분석이 필요하다. 일반적으로 겨울철 서해상을 지나는 한랭전선은 해수면과의 기온차이가 클수록 발달하며, 한랭전선의 이동경로 앞쪽에 강한 대류성 구름대가 만들어지기 쉬운데, 이와 같은 원리는 그림 12와 13을 통해 제시하였다.

그림 4는 2011년 1월 23일 한랭전선이 서울 · 경기 지방을 통과하면서 서울에 6cm의 적설이 발생된 사례다.

(a) 2011년 1월 23일 9시



(b) 2011년 1월 23일 15시

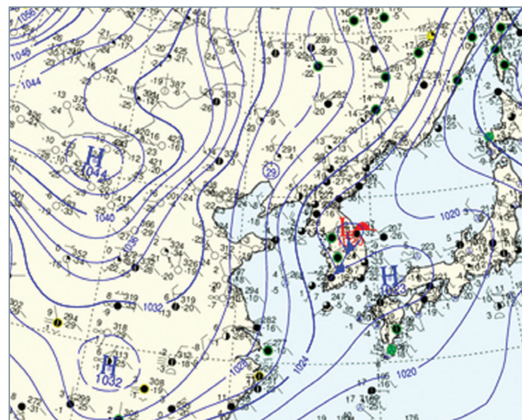
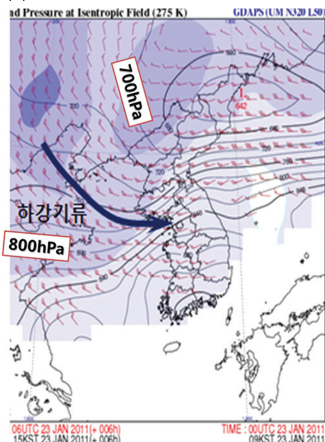
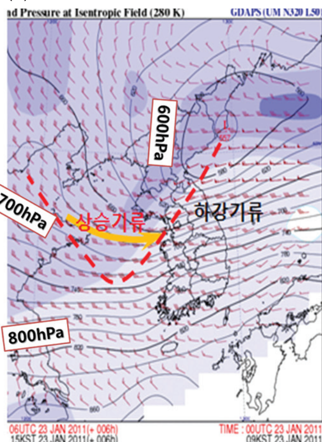


그림 4. 2011년 1월 23일 (a)9시, (b)15시 지상일기도

(a) 275K



(b) 280K



(c) 290K

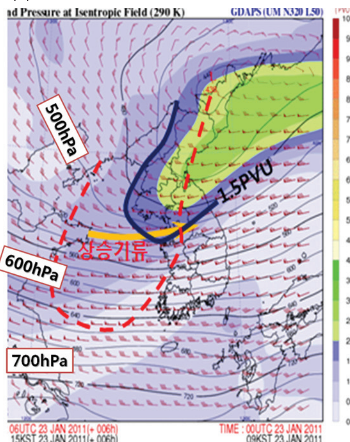


그림 5. 2011년 1월 23일 9시에 생산된 15시(+6시간) UM-GDAPS (a)275K, (b)280K, (c)290K 등온위면 예측장. 붉은색 파선은 상승기류와 하강기류를 구분하는 선임.

그림 5는 2011년 1월 23일 9시에 생산된 23일 15시 각 등온위면 예측장이다. 그림 5(a)의 275K 등온위면에서 화살표가 나타내는 것은 발해만 부근(약 750hPa)에서 서울 부근(약 800hPa)으로 진행하는 하강기류를 의미한다. 그림 5(b)의 280K 등온위면에서 한반도는 하강기류가 위치하나, 산둥반도에서 경기만으로 약 700~650hPa 등압선을 따라 상승기류가 존재한다. 그림 5(c)의 290K 등온위면에서 500hPa 등압선이 오산 부근에 있으며, 오산 상공과 서해상에 상승기류가 존재한다. 따라서, 오산 부근을 기준으로 하층대기에서는 하강기류가, 중·상층대기에서는 상승기류가 동반되어 지상에서 상층으로 갈수록 서쪽으로 기울어진 한랭전선 형태를 보인다. 또한 그림 5(c)의 290K 등온위면에서 1.5PVU 이상 지역이 오산 부근에 위치한다. 1.5PVU는 대류권계면을 의미하며, 현재 차가운 극 공기가 북한지방에 중심을 두고 위치함을 알 수 있다. 그림 6은 눈이 내리는 시점에 관측된 오산단열선도(23일 06UTC)이다. 대기는 포화된 가운데 강한 서풍이 불고 있음이 보인다. 지표나 하층대기에서 북서풍이 불지 않고 있기 때문에 한랭전선이 통과하기 전의 대기 구조이다. 한랭전선에 의한 강설은 보통 1~2시간 내외로 집중되며, 6시간 이상 지속된 경우는 없다.

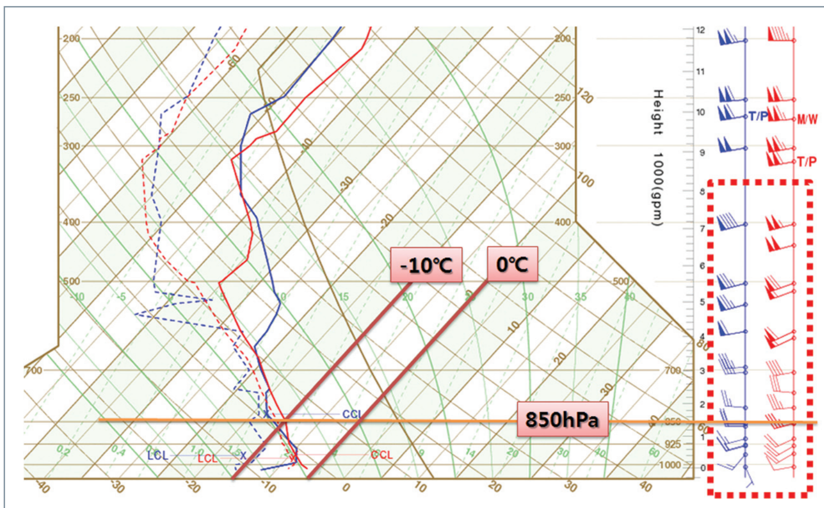


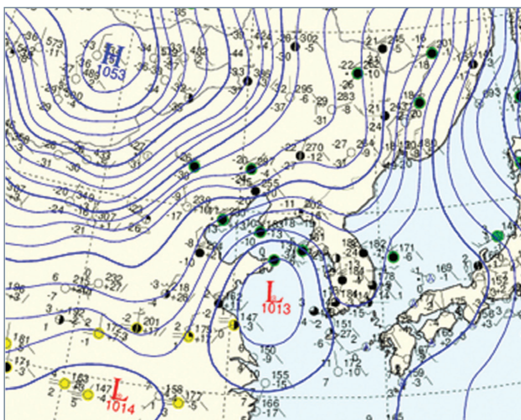
그림 6. 2011년 1월 23일 06UTC 오산단열선도

3. 종관 저기압 중심이 서울 남쪽으로 통과하는 경우

이번 대설유형은 가장 많은 적설을 기록한 사례들이 포함된 유형이다. 그림 7과 같이 지상저기압 중심이 충청지방을 통과하면서 저기압 동쪽과 북쪽에 위치한 서울·경기 지역에 발생한 대설 사례이다. 그림 8(a)의 280K 등온위면에서 등압선을 가로지르는 남풍의 기류는 제주 부근에 위치한 900hPa 등압선부터 북한에 위치한 700hPa 등압선까지 이동할 수 있다. 그림 8(b)의 오산 단열선도에서 약 925~800hPa 고도에 난기 유입에 의한 지상과의 역전층 형태의 기온 분포를 보이는데, 이 역전층은 강한 온난기류의 영향으로 형성된 것이다. 이런 하층대기에서 포화된 상태의 역전층은 온난전선의 북쪽 강수대 발달의 결과와 관련된다. 그 이유는 첫째, 하층대기에 강한 상승류가 존재함을 의미하며, 둘째, 그림 10에서 보는 것과 같이 한랭수송대에서 상승하는 기류도 동시에 공존하고 있음을 의미한다. 이런 형태의 기온, 습도 분포를 나타내는 단열선도는 저기압이 잘 조직화되고 발달되었다는 사실을 의미한다. 그림 7(a)와 (b)를 비교하면, 우리나라로 저기압 중심이 접근한 1월 4일 9시에 전 시간의 저기압보다 중심기압이 낮아지고 발달한 모습을 볼 수 있다. 또한 온난전선 북쪽지역은 저기압 진행방향에서 가장 폭넓은 강수대가 분포하고 있어 강수지속시간이 길어

연직 대기기온 구조에 영상층(녹는 층)만 없다면, 대설이 발생하기 가장 유리하다. 그림 8(c)의 레이더 영상에서 강수 에코의 분포는 그림 8(a)의 상승기류 지역과 동일하게 분포하고 있음을 볼 수 있다. Bluestein (1992, 1993)은 습윤한 공기(포화된 공기)가 등온위면에서 그림 8(a)와 같이 높은 기압(낮은고도)에서 낮은 기압(높은 고도)으로 이동할 경우 포화된 공기의 상승운동으로 구름이 발달하고 강수가 있는 지역임을 제시한 바 있다.

(a) 2010년 1월 4일 4시



(b) 2010년 1월 4일 9시

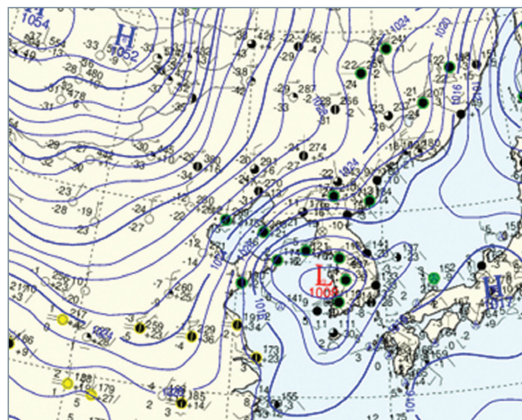
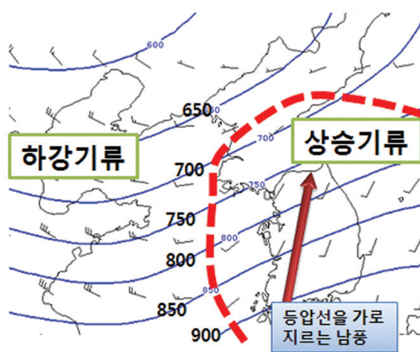


그림 7. 2010년 1월 4일 (a)3시, (b)9시의 지상일기도

(a) 280K 등온위면



(b) 오산단열선도



(c) 레이더영상

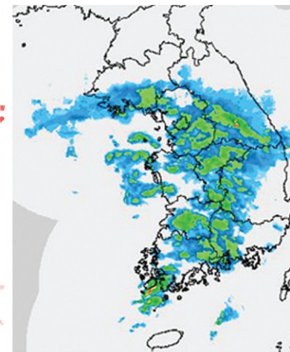
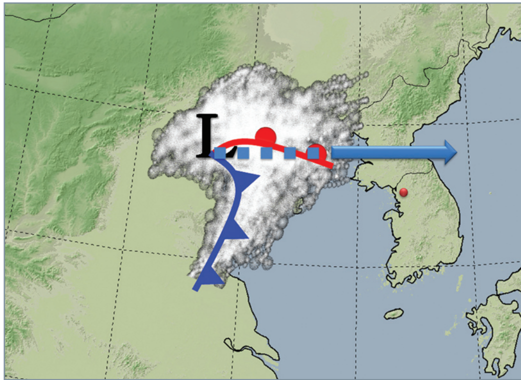


그림 8. 2010년 1월 4일 9시 (a)280K 등온위면, (b)오산 단열선도, (c)레이더 영상

저기압 중심 위치에 따른 대설 집중 분석

종관저기압과 관련된 수도권의 대표적인 대설 유형은 표 2에서 제시한 ②, ③번의 유형이다. 일반적인 전선저기압의 이론에 따르면 지속적인 강수가 나타나는 구역은 온난전선의 북쪽지역이다. 이 지역은 지상 저기압 중심과 거리가 멀어도 강수가 나타나며, 저기압 중심이 다가올수록 강수강도가 증가하며, 저기압 중심이 통과한 후에도 강수가 몇 시간 지속되는 특징이 있다. 그림 9(b)와 같이 저기압 중심이 서울 남쪽으로 통과하면 강수지속시간이 길게 나타난다. 이런 유형이 표 2에서 요약한 유형 ③으로서, 서울에 가장 많은 적설량을 기록하였다. 10년간 이와 유사한 유형이 두 번 발생하였는데, 최심신적설이 각각 18.5cm, 25.8cm의 폭설이 기록된 바 있다. 이 두 번의 사례에서 기록된 강수량은 14.6mm, 14.2mm로 폭설의 양에 비해 상대적으로 적은 양의 강수가 나타났음을 알 수 있다. 온난전선의 북쪽에 한랭한 기단에서 내리는 강설이므로 수상당량비 값이 상당히 크다.

(a) 유형 ② – 저기압 중심이 서울부근/서울북쪽으로 통과



(b) 유형 ③ – 저기압 중심이 서울남쪽으로 통과

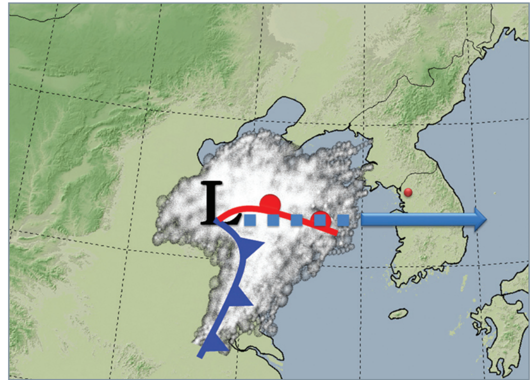


그림 9. 종관저기압 중심의 이동경로에 따른 강설 시간 차이

반면, 그림 9의 (a)와 같이 저기압 중심이 서울 부근이나 그 북쪽으로 통과할 경우 한랭전선의 영향을 주로 받게 되어 강수강도는 강하지만, 지속시간은 길지 않다. 발달하는 저기압 일지라도 주 강수는 한랭전선대에 위치하므로 강수지속 시간이 짧아 폭설로 이어지기 쉽지 않은 패턴이다. 총 6번의 5cm를 넘어선 대설현상이 있었지만, 10cm를 넘긴 사례는 없다. 발달하는 종관저기압의 경우 하층대기에서 온난 · 습윤한 남서기류의 강도가 강수량(적설량)에 중요한 역할을 한다. 그렇지만, 그림 9와 같이 비슷한 강도의 저기압이 서울 부근을 통과하더라도 저기압 중심의 위치에 따라 강수발생 대기구조, 지속시간 등의 차이가 있으므로 강수량(적설량) 역시 큰 차이가 발생할 수밖에 없다. 따라서, 저기압 중심의 이동경로 분석이 우선되어야 하며, 과거에 유사한 이동경로를 보였던 사례와 비교한 강수량(적설량) 예측이 필요하다.

▌ 종관 저기압 관련 대설 위치의 이해

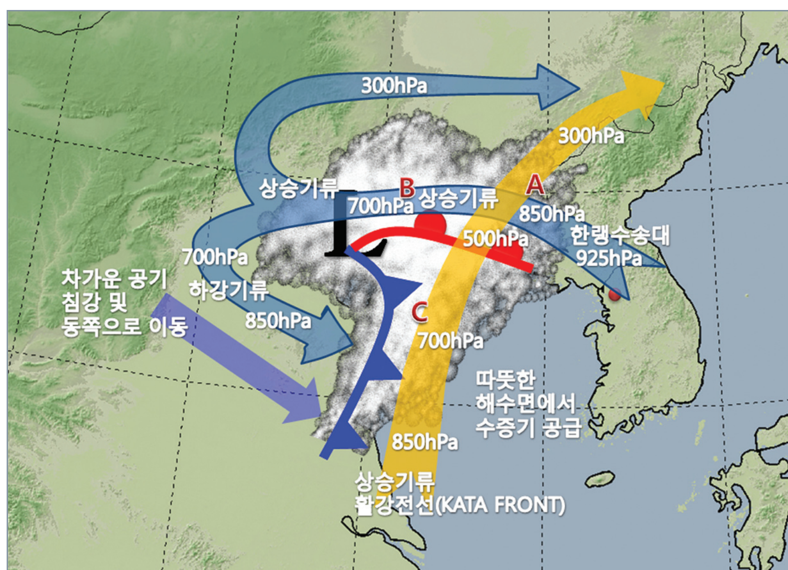
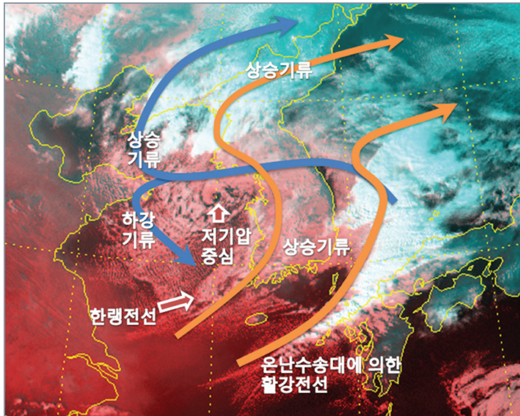


그림 10. 발달하는 종관저기압과 관련된 대설분포 이해

그림 10의 A 구역은 온난전선의 북쪽에 위치한 지역으로서, 따뜻한 남서기류가 차가운 공기위로 상승하여 층운형 구름대를 발달시키고, 이로 인한 강수현상이 나타나는 지역이다. 저기압 중심의 북쪽에 위치한 B 구역은 온난전선 북쪽에서 동에서 서로 이동하는 한랭수송대의 상승운동과 남서류의 상승운동이 결합되어 연직상승운동이 강한 지역으로서 대류성 구름대와 층운형 구름대가 공존하여 상대적으로 강한 강수가 나타나는 지역이다. 온난전선의 북쪽과 지상저기압 중심의 북쪽에 위치하는 한랭수송대는 동풍의 기류와 함께 차가운 공기가 더 차가운 공기층 위로 상승하는 지역이며, 저기압 중심과 가까울수록, 중층대기에서 떨어지는 강수로 인하여 포화된 채로 상승운동이 강화된다. 특히, 저기압 이동경로에서 A와 B가 통과하는 지역은 지상 및 하층대기의 기온이 차갑고 기층이 안정하기 때문에 상부대기에 강한 난기가 유입되더라도 쉽게 눈이 비로 바뀌지 않는다. 지속시간은 길고 하층대기와 지표의 기온이 차갑기 때문에 가장 많은 적설이 나타날 수 있음을 유념해야 한다.

그림 10의 C 구역은 한랭전선에 의한 강수지역이다. 일반적인 전선저기압 이론에서 지상의 한랭전선 부근과 그 서쪽에 동서방향으로 폭이 좁은 강수대가 위치한다. 그렇지만, 겨울철 중국 대륙은 영하의 낮은 기온을 보이지만, 서해상의 수온은 영상의 온도를 보이기 때문에 한랭전선이 서해상으로 이동하면 지표와 하층대기에서 전선대 동쪽으로 급격한 기온차이가 발생하면서 대류성 구름대의 발달과 함께 강수대가 빠른 속도로 동쪽으로 이동한다. 따라서, 중국에서 발생하여 우리나라로 이동하는 저기압에 동반된 한랭전선의 강수지역은 지상의 한랭전선보다 동쪽에 위치하는 활강전선(KATA front)의 형태를 나타낸다.

(a) 위성영상



(b) 지상일기도

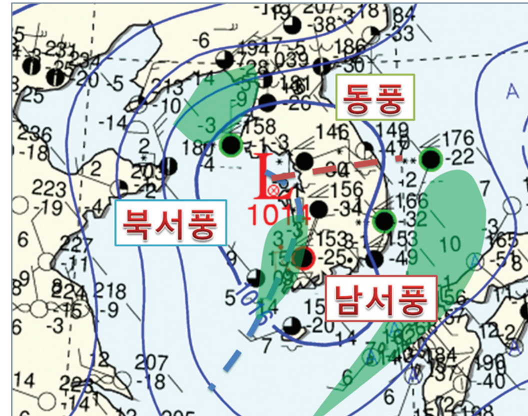
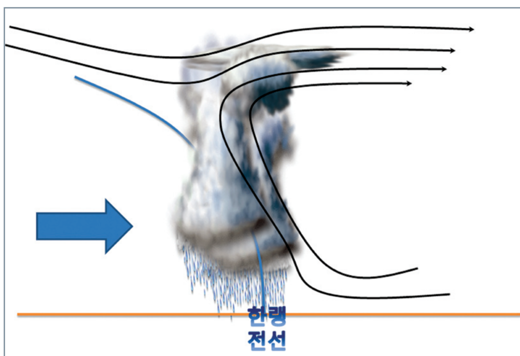


그림 11. 서울부근을 통과하는 저기압의 예(2012년 12월 7일). (a)위성영상은 07UTC, (b)지상일기도는 06UTC 분석장이며, 녹색은 대류가 활발하게 나타나는 구역을 의미함

그림 11은 2012년 12월 7일 위성영상과 지상일기도 분석자료이다. 위성영상에서 저기압 중심이 경기만 부근에 보이며, 북쪽(서해북부해상)에 대류성 구름대가 보인다. 대한해협부근으로는 강한 대류성 구름대가 있으며, 서해안에도 상대적으로 약하지만 대류성 구름대가 위치한다. 따라서, (a)위성영상에 기류의 흐름으로서 표현한 각각의 화살표는 그림 10의 저기압 모식도와 비교적 일치하는 것을 알 수 있다. 저기압 중심과 바람방향을 고려하여 전선을 분석한 그림 11(b)지상일기도를 살펴보면 남서와 북서풍이 교차하는 서해안 지역에 한랭전선이 위치함을 알 수 있다. 특히, 광주에는 뇌전도 관측되었다. 반면, 대한해협 부근은 활강전선에 따른 강한 대류성 구름지역이 보이는데, 이 구름대는 우리나라를 통과하면서 한랭전선 부근에서 분리되어 빠르게 동쪽으로 이동하였다.

활강전선에 의한 대류(강수)발달지역은 그림 12를 통해 설명할 수 있다. 일반적인 한랭전선은 차가운 공기가 따뜻한 공기를 파고들면서 전선면으로 강한 상승류를 발생시켜 대류성 구름을 만들고 지상의 한랭전선 부근과 그 후면(서쪽)으로 강수현상이 나타난다. 그렇지만 지표의 성질이 다른 구역으로 이동할 경우에 대류성 강수지역의 변화가 나타나는데, 겨울철 서해상으로 이동할 경우 따뜻한 해수면과의 상호작용으로 하층대기의 동서 기온차이가 가장 큰 지역이 한랭전선면으로부터 동쪽으로 이동한다. 우리나라를 지나

(a) 일반적인 한랭전선면 연직 단면도



(b) 하층온난역으로 이동시 변형된 연직 대류 분포도

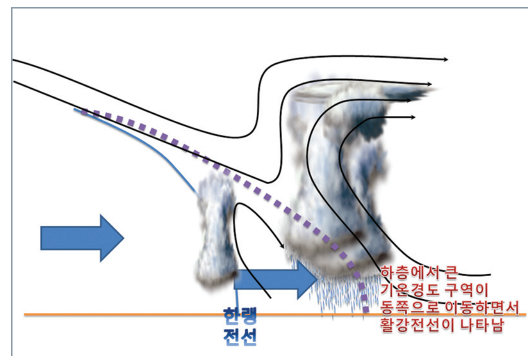


그림 12. 일반적인 한랭전선면에 위치한 대류성 강수지역과 하층의 온난지역으로 이동시 변형되는 대류성 강수지역 모식도

동해상으로 이동할 경우 이런 온도 차는 더 크게 나타난다. 이에 따라 지상저기압에 온난 구역인 한랭전선 동쪽에 대류성 강수대가 발달하게 된다. 이와 반대로, 겨울철 북유럽의 경우 북대서양에서 발트해(Baltic Sea)를 거쳐 대륙으로 이동하는 한랭전선은 북대서양부터 발트해까지는 전선면 부근에 대류성 강수지역이 분포하지만 차가운 공기가 위치한 대륙으로 이동하면서 대류성 강수지역과 전선대가 동시에 약화되고 강수지역은 전선면의 서쪽으로만 분포한다(Browning and Monk 1982, Browning 1995). 그림13은 겨울철 우리나라를 통과하는 활강전선 형태의 한랭전선에서 발생된 대표적인 대설 사례다.

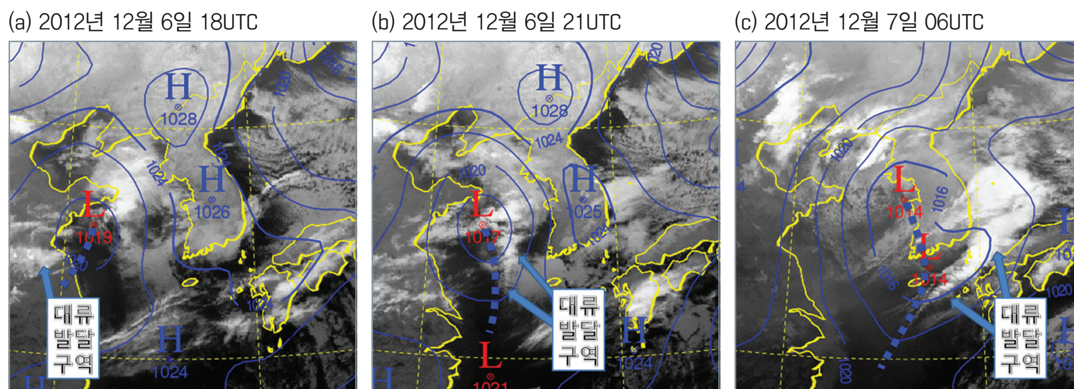


그림 13. 2012년 12월 6~7일 활강전선면에서 발생한 강수사례에 대한 지상일기도와 위성영상의 중첩자료 (파란색 점선은 한랭전선)

[참고문헌]

김광식, 1992: 기상학사전, 향문사, p387.

기상청, 예보기술팀, 2012: 예보관 중급훈련교재

민경덕, 민기홍 역, 2009: 대기환경과학, C. Donald Ahrens 저, 시그마프레스

예보기술팀, 2011: 손에 잡히는 예보기술 5호, 등온위면 분석

예보기술팀, 2011: 예보관핸드북시리즈(1) – 한눈에 보는 대설개념모델

홍성길, 2006: 기상분석과 일기예보, 교학연구사, p100–101.

Bluestein, H. R., 1992: Isentropic surfaces basic concepts energy equations dimensional analysis. Vol. I, 23 pp.

Bluestein, H. R., 1993: Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Vol. II: observations and theory of weather systems. Oxford University Press, 594 pp.

Browning, K. A., 1995: On the nature of the mesoscale circulations at a kata cold front. Tellus, 47A, 911-919.

Browinig, K. A. and Monk. G. A., 1982: A simple model for the synoptic analysis of cold fronts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 435-452.

Djuric. D., 1994: Weather analysis.

Ken Crawford 2010: The value of isentropic analysis in a modern forecast office. 지식 · 경험 · 노하우세미나 발표자료

Ken Crawford 2012: The use of all star soundings to teach mesoscale meteorology. 지식 · 경험 · 노하우세미나 발표자료

Moore, J. T., 2003: Isentropic analysis workshop, millersville university Isentropic Workshop: 5 April 2003

부 록 개선된 눈과 비의 구분방법 (1000–850 층후 성능비교)

현재 그림 14와 같이 COMIS-3의 예보장에 UM전구, 지역모델을 통해 1000-850hPa 층후값을 이용한 눈과 비의 구분 자료를 제공하고 있다. 기존의 1000-700hPa 층후값도 제공하고 있으므로 두 요소간의 비교가 가능하다.

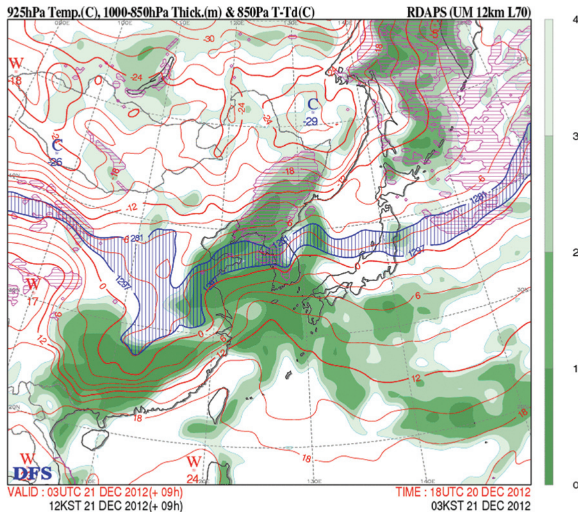


그림 14. 현업운영 중인 1000–850hPa 층후선도 예

파란색 실선과 빗금친 구역은 눈과 비의 혼재 구역으로서, 북쪽 기준값으로 1281, 남쪽 기준값으로 1297을 사용하였다. 우리나라에서 눈과 비의 경계값은 평균과 표준편차를 통해 1000-850hPa의 눈과 비의 기준값이 가장 적절함을 밝힌바 있다. 녹색의 채색된 부분은 850hPa고도에 기온과 노점온도와 차이가 4℃이내인 지역을 의미한다. 강수와 관련된 하층운대의 위치와 면적을 파악할 수 있다. 붉은색 실선은 925hPa 등온선으로서, 3℃ 간격으로 표시하였다. 분홍색의 빗금 구역은 모델에서 예측한 강설지역으로서, 모델의 지형특징이 고려된 것이다.

그림 15는 2012년 12월 우리나라에서 발생한 강수사례들에 대해 1000-850 층후와 1000-700 층후 간의 성능을 비교한 것이다. 모델의 분석장만을 사용하였기 때문에 00, 12UTC에 강수현상이 있었던 총 6개 사례에 대해 비교하였다. 간단히 결과를 요약하면, 1000-850 층후는 1000-700 층후에 비해 눈과 비의 혼재 구역의 폭이 좁아 보다 명확하게 강수형태 구분이 가능하였다. 1000-700 층후의 혼재구역 폭이 우리나라(남한)를 모두 포함하는 수준을 보이나 1000-850 층후는 도 단위 정도의 폭을 보인다. 또한, 강수형태의 판별력도 우수한 것으로 보인다.

관 측 1000–850층후 1000–700층후

12월 1일 00UTC 동해안 눈

- 1000-850hPa 층후
  동해안은 눈 구역에 위치함
- 1000-700hPa 층후
  눈과 비의 혼재구역에 동해안이 위치함

12월 3일 12UTC 중부 눈, 남부 비

- 1000-850hPa 층후
  층후 기준선 남쪽 모두 비, 북쪽은 모두 눈 관측
- 1000-700hPa 층후
  눈과 비의 혼재구역이 우리나라 전역을 덮고 있어 구분이 어려움

12월 5일 12UTC 제주만 비

- 1000-850hPa 층후
  제주는 층후 기준선 남쪽에 비가 내리는 구역에 위치함
- 1000-700hPa 층후
  눈과 비의 혼재구역 중심에 제주가 위치함

12월 6일 00UTC 제주에 눈

- 1000-850hPa 층후
  제주는 층후 기준선 북쪽에 위치한 눈이 내리는 구역임
- 1000-700hPa 층후
  눈과 비의 혼재구역의 중심에 제주가 위치함

12월 7일 00UTC 남서해안 비

- 1000-850hPa 층후
  남서해안은 기준선 남쪽에 위치한 비가 내리는 구역임
- 1000-700hPa 층후
  눈과 비의 혼재구역이 한반도 전역을 덮고 있음

12월 8일 12UTC 제주만 비

- 1000-850hPa 층후
  제주는 눈과 비의 혼재구역에 위치하나 비에 가까운 값에 위치
- 1000-700hPa 층후
  눈과 비의 혼재구역에 위치하나 눈에 가까운 값에 위치

그림 15. 2012년 12월 관측된 사례에 대한 1000–850hP 층후, 1000–700hP 층후 간의 성능비교

18

빙정핵의 이해를 통한 눈 예보 활용

공기 중의 순수한 물(수증기)은 영하의 기온에서도 쉽게 응결되지 않는 특징이 있다. 수증기가 얼음(응결) 입자로 변하기 위해서는 빙정핵(Ice Nuclei)이 필요하다. 이번 호에서는 구름 미세물리과정 중 빙정핵의 특징에 대해 알아보고 눈 예보에 활용할 수 있는 분석 방법을 제시한다.

빙정핵(Ice Nuclei)의 종류와 특징

공기 중에 빙정핵의 수는 기온감소에 따라 증가하는데, 빙정핵의 종류별로 활발하게 성장하는 기온이 있다. −4℃는 요오드화 은이 빙정핵으로 활발하게 성장하는 기온이고, 점토성분은 −20℃ 이하의 낮은 기온에서 활발하게 성장한다. 표 1은 각 빙정핵이 활발하게 성장하는 기온을 요약한 것이다.

표 1. 빙정핵이 활발하게 성장하는 기온(출처 : COMET)

silver Iodide 요오드화 은	−4℃	Kaolinite 함수규산알미늄	−9℃
Volcanic Ash 화산재	−13℃	Vermiculite 질석	−15℃
Combustible 연소물	−15℃	Montmorillonite 점토성분	−20℃

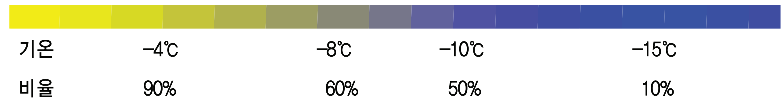
표 2. 지역별 눈 결정에서 빙정핵의 구성 비율(Pruppacher and Klett, 1997)

Composition of center particle	Hokkaido (Japan) Number	%	Honshu (Japan) Number	%	Michigan (U.S.A) Number	%	Missouri (U.S.A) Number	%	Thule (Greenland) Number	%	Amundsen-Scott (South Pole) Number	%
Clay mineral	176	57	46	88	235	87	70	28	302	84	55	59.1
Hygroscopic particle	57	19	0	0	2	1	5	2	2	1	19	20.4
Combustion product	26	8	2	4	6	2	7	3	0	0	-	-
Micro-organism	3	1	0	0	0	0	3	1	0	0	-	-
Unidentified	30	10	4	8	25	9	100	40	39	11	5	5.4
Not observed	15	5	0	0	3	1	65	26	13	4	14	15.1
Total	307	100	52	100	271	100	250	100	356	100	93	100
Reference			Kumai (1961)				Rucklidge (1965)		Kumai and Francis (1962b)		Kumai (1976)	

Pruppacher and Klett (1977)은 토양성분 입자(Clay mineral)가 −15~−4℃의 기온구간에서 활발하게 빙정핵으로서 성장하는 사실을 찾아냈다. 표 2는 눈 결정에서 빙정핵의 구성성분을 조사한 자료로서, 지역마다 빙정핵의 구성성분에 다소 차이가 있다. Kumai(1961)가 연구한 결과에 따르면, 우리나라와 동위도상에 위치한 일본 혼슈지역에서 토양성분 입자가 빙정핵 중 월등히 많은 88%를 차지하였다. 염화나트륨과 같은 흡습성물질(Hygroscopic particle)은 빙정핵에서 나타나지 않았다. 일본 북부에 위치한 홋카이도 섬에서도 토양 성분입자가 가장 많은 부분(57%)을 차지하고, 흡습성 물질은 19% 정도로 조사되었다. 해양의 염분입자는 응결핵에서 중요한 역할을 하지만, 빙정핵으로서의 역할은 그리 크지 않음을 보여주는 결과다.

과냉각수적 (supercooled water drop)의 역할

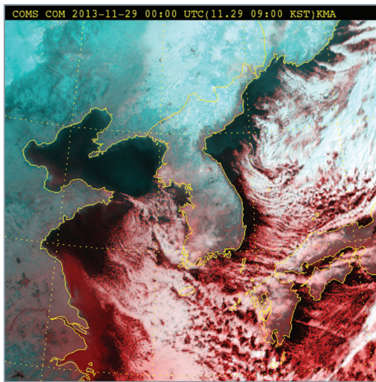
겨울철 강수의 형성과정에서 과냉각수적의 역할이 중요하다. 구름 속에 과냉각수적과 기온과의 관계를 조사한 연구에서, 과냉각수적은 −8℃ 기온에 약 60%, −14℃ 기온에 약 25%가 존재함을 찾아냈다(Peppler 1940). 그림 1은 기존 연구결과를 종합하여 대기 중의 기온별 과냉각수 적 비를 요약한 것이다.



기온	−4℃	−8℃	−10℃	−15℃
비율	90%	60%	50%	10%

그림 1. 각 기온별 구름 속(포화된 공기 속) 과냉각수적 비

(a) 위성(합성)영상



(b) 단열선도

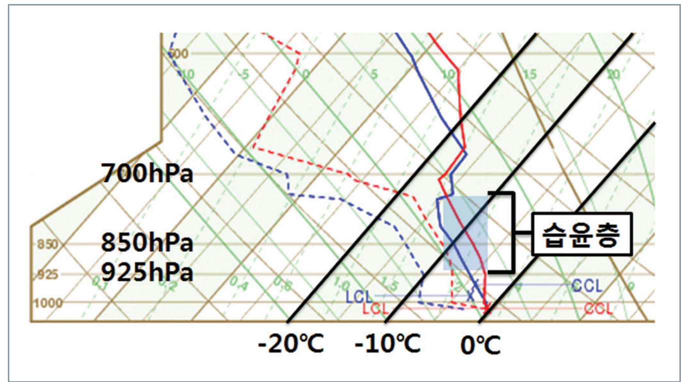


그림 2. 2013년 11월 28일 21시 위성영상(a)과 광주단열선도(b)

−15℃에서 −4℃의 기온은 토양성분 입자가 가장 활발하게 빙정핵으로서 활동하는 기온 구간이다. 이 기온 구간은 과냉각수적 또한 많이 위치한다. 일반적으로 작은 물방울은 쉽게 충돌하고 병합하므로 수증기가 빙정의 표면에 달라붙으면서 빙정은 성장한다. 만약, 상층 대기의 기온이 −15℃~−4℃ 구간에서 습하다면(구름이 존재한다면) 빙정입자는 빠르게 성장할 수 있고, 이는 눈이나 비의 형태로 지상에 떨어질 수 있다.

그림 2(a)를 보면, 2013년 11월 29일 한랭한 공기가 우리나라로 확장하여 서해상에 적운열 구름대가 발생하였고, 이 구름대는 광주로 유입되어 29일 00시부터 10시까지 10시간동안 3.1mm의 강수량과 최심 신적설 5.2cm를 기록하였다. 단열선도(b)의 습윤층 기온은 −15℃에서 −4℃(925hPa)의 분포를 보인다. 이 습윤층 기온은 앞서 소개한 빙정핵이 성장하기 가장 좋은 기온으로서, 빙정핵의 가장 많은 부분을 차지하는 토양성분 입자가 빙정핵으로서 활발하게 발달하는 최적의 상태이고, 풍부한 과냉각수적이 포함된 기온 층이다. 따라서, 구름 꼭대기의 높이가 700hPa 보다 낮은 구름층 임에도 불구하고 수상당량비(snow rain ratio)가 최대 17배에 달할 정도로 부피가 큰 눈이 내렸다.

습윤층의 기온구조와 눈의 크기

Politovich (1996)는 조종사 기상보고를 통해 항공기 착빙에 대해서 조사하였는데, 그림 3과 같이 70% 이상의 항공기 착빙이 −10℃ 이상의 기온에서 발생하였음을 제시하였다. 또한 −15℃ 이하에서는 착빙보고가 거의 없다는 사실도 보여주었다. 과냉각수적은 −15℃ 이상에서 약 90%가 존재하므로, −15℃ 보다 높은 기온의 습윤층을 통과하는 비행기는 응결핵의 역할을 하면서 기체에 물이 얼어붙어 착빙현상이 발생하기 쉽다. 빙정핵과 과냉각수적이 공존하면 빙정은 빠르게 성장하고 지상에 쉽게 눈이 내릴 수 있고, 강수량에 비해 적설이 많은 것이 특징이다. 그렇지만 습윤층의 최고 기온이 −15℃ 보다도 낮을 경우 과냉각수적이 거의 없기 때문에 빙정은 크게 성장하지 못하므로 함박눈과 같이 큰 부피를 가진 눈이 지상에 내리기 어렵다.

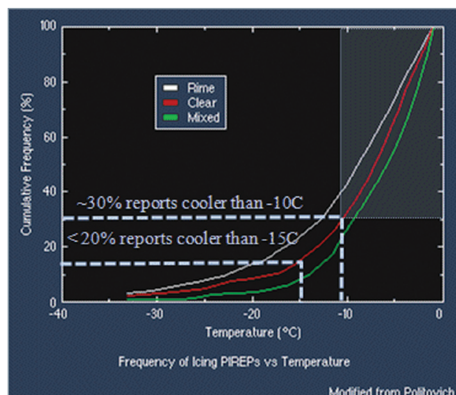


그림 3. 기온(x축)과 착빙발생(y축)

만약, 그림 4(a)와 같이 낮은 고도에 얇은 습윤층이 존재하면서 구름내부의 기온이 0℃ 보다는 낮지만 −4℃ 보다는 높다면, 눈이 만들어지기 쉽지 않다. 왜냐하면, 대부분의 빙정핵을 구성하는 입자가 이 기온 구간에서 빙정핵 역할을 하지 않기 때문에 빙정이 발생하기가 어렵다. 반면, 그림 4(b)와 같이 구름(습윤층)의 상부 기온이 −10℃ 부근이라면, 빙정핵이 활발하게 활동하는 기온이면서, 과냉각수적이 분포하므로 빙정은

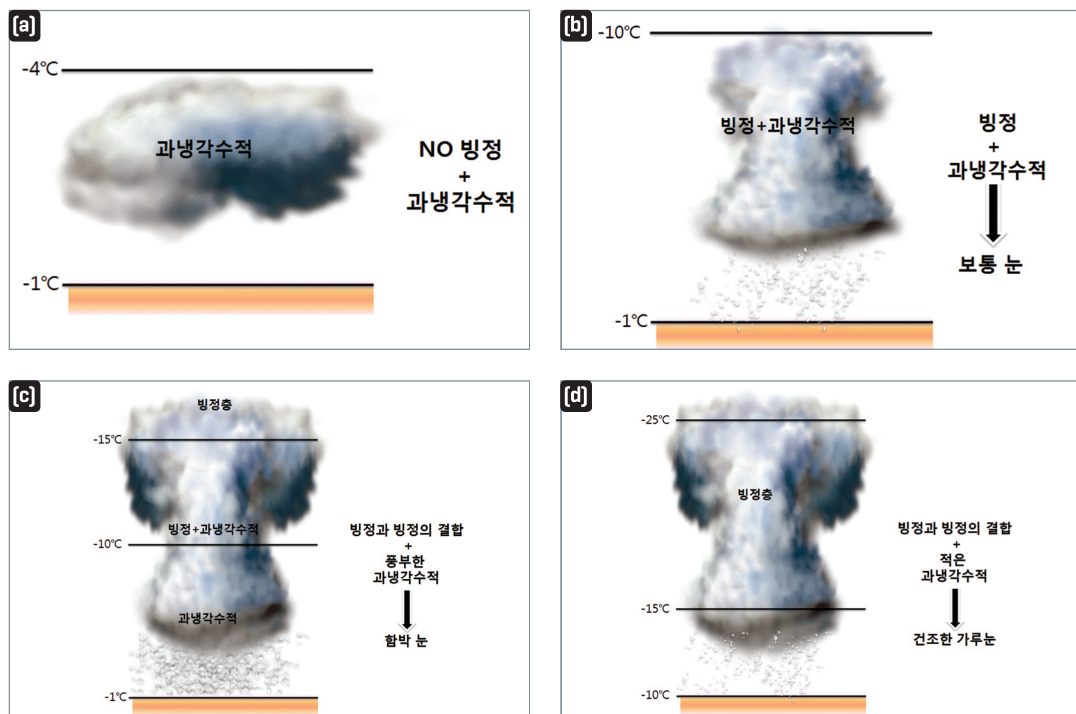


그림 4. 기온 분포별 구름대의 위치에 따른 눈 형태 모식도

빠르게 성장하여 눈이 내리기 쉽다. 그림 4(c)와 같이 구름의 상부기온이 −15℃ 부근이거나 이보다 낮으면서 구름 하부의 기온이 −10℃ 보다 높을 경우에는 구름 상부에서 빙정과 빙정이 결합하면서 나뭇가지처럼 빙정의 입자가 달라붙어 공극률이 큰 눈 입자로 성장하고 구름 하부로 이동하면서 과냉각수적층을 만나 물방울이 빠르게 응결하면서 커지므로 함박눈과 같이 부피가 큰 눈이 지상에 떨어질 수 있다. 그러나 그림 4(d)와 같이 구름층은 높게 발달하였으나 구름하부의 기온이 −15℃ 부근일 경우 과냉각수적이 거의 없으므로 함박눈과 같이 부피가 큰 눈이 내리기 어렵다. 우리나라에서 그림 4(d)와 같이 낮은 대기기온에서 발달한 구름대는 거의 나타나지 않는다. 그러므로 우리나라의 대설사례에서는 그림 4(c)와 같은 기온 구조를 보이는 경우가 많다.

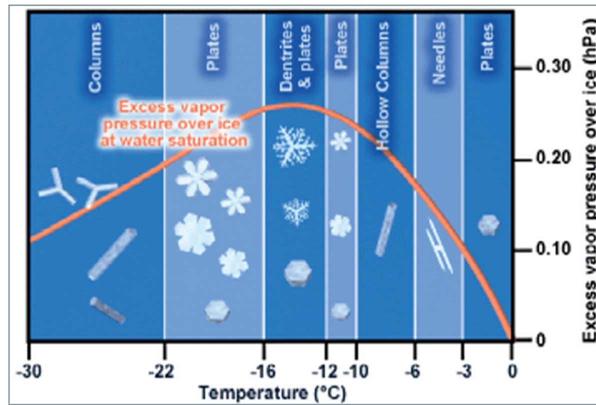


그림 5. 기온별 얼음에 대한 수증기압 초과값(hPa)과 눈 결정체 모양(출처: COMET)

[참고문헌]

미국기상청 자료: 출처 http://www.crh.noaa.gov/arx/micro/micrope.php

Bernstein, B. C., 2000: Regional and local influences on freezing drizzle, freezing rain, and ice pellet events. Wea. and For. , 15, pp.. 485-508.

Bourgouin, Pierre. 2000: A Method to Determine Precipitation Types. Weather and Forecasting: Vol. 15, No. 5, pp. 583-592.

Cortinas, J. V., M. E. Baldwin, 1999: A preliminary evaluation of six precipitation type algorithms for use in operational forecasting. Proceedings, 6th Workshop on Operational Meteorology, Halifax, Nova Scotia, pp. 207-211. Also online at www.nssl.noaa.gov/~cortinas/preprints/canada6.html.

Cortinas, John, B. C.?Bernstein, C.Robbins, and J. Strapp. 2004: An Analysis of Freezing Rain, Freezing Drizzle, and Ice Pellets across the United States and Canada: 1976-90. Weather and Forecasting: Vol. 19, No. 2, pp. 377-390.

Czys, R. R., R. W. Scott, K. C. Tang, R. W. Przybylinski, and M. E. Sabones, 1996: A physically based, nondimensional parameter for discriminating between locations of freezing rain and sleet. Wea. Forecasting, 11, 591-598.. Kain, J. S., S. M. Goss, and M. E. Baldwin, 2000: The Melting Effect as a Factor in Precipitation-Type Forecasting. Wea. and Fore., 15, 700-714.

Lackmann, Gary M., Keeter, Kermit, Lee, Laurence G., Ek, Michael B. 2002: Model Representation of Freezing and Melting Precipitation: Implications for Winter Weather Forecasting. Weather and Forecasting: Vol. 17, No. 5, pp. 1016-1033.

Peppler, W., 1940:Forschg. u. Erfahrung. Reichsamf f. Wetterdienst., B., No. 1.

Politovich, M., 1996: Response of a research aircraft to icing and evaluation of severity indices. Journal of Aircraft, 33, 291-297.

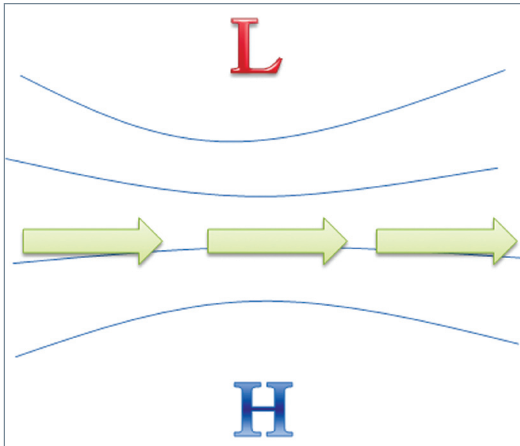
Pruppacher, H.R., and J.D. Klett: Microphysics of Clouds and Precipitation. Second Revision. Kluwer Academic Publishers, Norwell MA, 1997, 954 pp.

Rauber, R.M., L.S. Olthoff, M.K. Ramamurthy, and D. Miller, 2001b: A synoptic weather pattern and sounding-based climatology of freezing precipitation in the United States East of the Rocky Mountains. Jour. of Appl. Meteor., 40, pp.1724-1747.

19 블로킹

블로킹(blocking)은 중위도 편서풍대에서 상층의 고·저기압이 정체하여 상층에서 동서바람(zonal wind)이 약화되고 남북바람(meridional wind)이 강화되는 현상을 말한다(기상학사전 1992, Glossary 2000). 일반적으로, 중위도 상층대기에서 고위도는 기압(고도)이(가) 낮고 저위도는 상대적으로 기압(고도)이(가) 높아 등압(고)선에 평행하게 편서풍이 분다(그림 1(a)). 그런데, 그림 1(b)와 같이 고위도에 기압이 높아지거나 저위도에 기압이 낮아지면, 서에서 동으로 이동하던 기류는 약화되고 남북류가 강화된다. 이와 함께 서에서 동으로 이동하는 기압계와 일기시스템은 정체하여 블로킹 영향권에 있는 지역은 길게는 2주일 이상 특정일기시스템의 영향을 받는다. 500hPa 고도장에 그림 1(b)와 같은 패턴이 5일 이상 지속될 때 블로킹 현상이라고 정의한다.

(a) 서풍류 패턴



(b) 블로킹 패턴

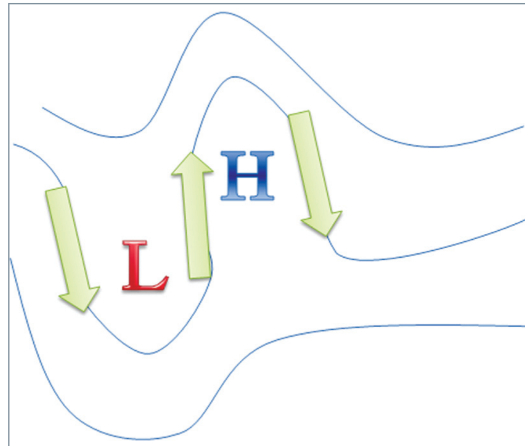
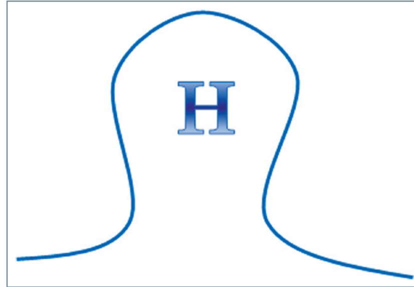


그림 1. 500hPa 고도에 서풍류 패턴과 블로킹 패턴의 기류방향 비교

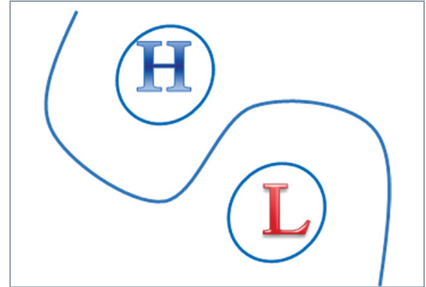
▌블로킹의 형태

블로킹은 분석방법에 따라 여러 형태로 구분할 수 있지만 일반적으로 그림 2(a)와 같은 오메가 형태, 그림 2(b)와 같이 남북으로 고·저기압이 분리된 형태의 2가지를 대표적인 유형으로 정의하고 있다(Rex 1950a.b, White and Clark 1975, Treidl et al. 1981). 이 중에서 오메가 형태는 블로킹 초기 단계에서, 고·저기압 분리형은 블로킹 지속단계에서 주로 나타나는 유형이다.

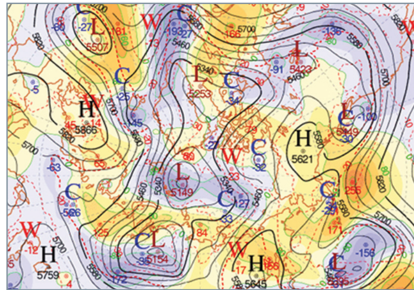
(a) 오메가 형



(b) 절리저기압 형



(c) 2012년 5월 24일12UTC 500hPa 일기도



(d) 2012년 5월 29일 00UTC 500hPa 일기도

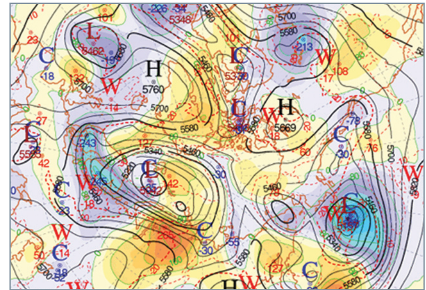
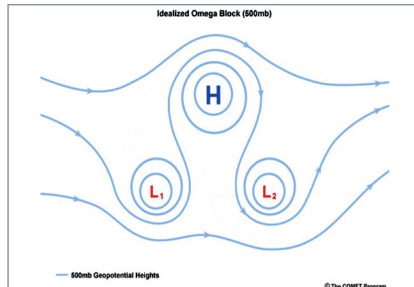


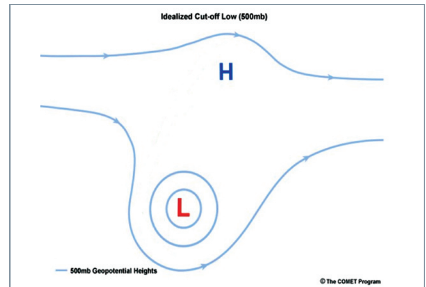
그림 2. 블로킹의 대표적인 2가지 형태

COMET(www.meted.ucar.edu)은 위성영상과 500hPa 고도값을 이용해 블로킹 유형을 4가지로 제시하고 있다(그림 3). 그림 3(c)의 Rex 형은 그림 2(b)의 High over Low 형과 일치되는 유형이다.

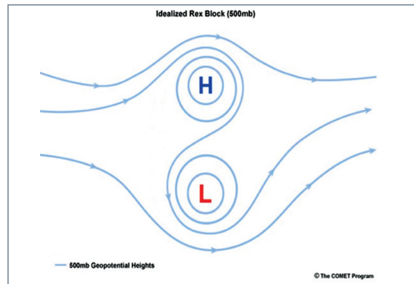
(a) 오메가 형



(b) 절리저기압 형



(c) Rex 형



(d) 절리고기압 형

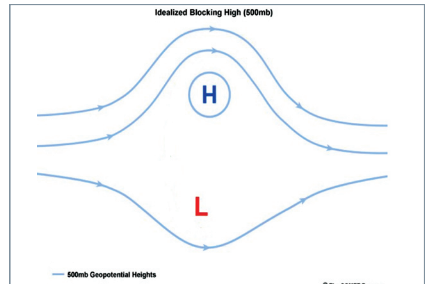


그림 3. COMET의 Satellite Feature Identification Blocking Patten에서 분류한 4가지 블로킹 유형

활용가능한 정의

일반적으로 블로킹은 500hPa 고도장을 이용하여 분석한다. 그렇지만, 지표부근인 1000hPa을 대상으로 정의한 연구(Sinclair 1996)와 대류권 최상층인 200hPa을 대상으로 정의한 연구(Stan and Straus 2007, Straus et al. 2007)도 있다. 이런 블로킹 현상을 객관적으로 정의하기 위해 여러 방법으로 연구가 시도되었다. 허혜숙 등(2002)은 기존의 블로킹 연구결과를 총 4개의 요소별로 구분하여 요약하였다. 표 1은 지금까지 연구된 블로킹 판별방법 중 일기도를 활용하여 블로킹 형태를 구별해낼 수 있는 연구결과를 요약한 것이다.

요소	연구자	년도	분석고도 (hPa)	블로킹 기준	지속시간
패턴 분석	Rex	1950	500	서풍이 두 갈래로 나눠지고, 경도 45도 이상 유지	10일
	Triedl	1981	500, 지상	지상과 상층에 연결된 고기압이 30N 북쪽에 위치	5일
아노말리	Dole & Gordon	1983	500	아노말리가 +100m 이상, −100m 이하	10일
위도차	Lejens & Okland	1983	500	고도차(40N−60N), 0이하일 때	
	Tibaldi & Molteni	1990	500	$GHGS = \frac{Z(\phi_0) - Z(\phi_s)}{\phi_0 - \phi_s}$ $GHGN = \frac{Z(\phi_n) - Z(\phi_0)}{\phi_n - \phi_0}$ $\phi_n = 80N + \Delta$ $\phi_0 = 60N + \Delta$ $\phi_s = 40N + \Delta$ $\Delta = -5°, 0°, 5°$ (a) GHGS > 0 (b) GHGN < −10 m/°N	5일
	Barriopedro et al.	2006	500	Tibaldi and Molteni(1990)와 같으나 위도가 77.5, 60, 40°N 임	5일
파동	Renwick & Revell	1999	500	파 진폭이 5일평균의 표준편차가 0.5 이상	

표 1에서 요약된 블로킹 판단방법 중 Tibaldi and Molteni (1990), 이현수 등(2007)의 계산방법은 그림 4의 블로킹 패턴을 고려한 것이다. 남쪽의 저기압과 북쪽의 고기압이 나타나는 전형적인 블로킹 패턴은 위도별 고도차이를 이용하여 수치로 객관화하였다.

NOAA에서는 Tibaldi and Molteni(1990)의 계산방법에 의한 블로킹 지수를 홈페이지를 통해 제공하고 있다(그림 5). 그림 3의 GHGS를 대상으로 계산한 블로킹 강도지수와 500hPa 고도장과 아노말리를 제공한다.

※ 자료위치: http://www.cpc.ncep.noa.gov/products/precip/CWlink/MJO/block.shtml

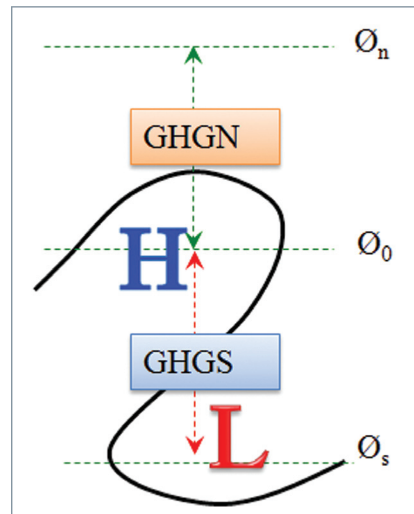
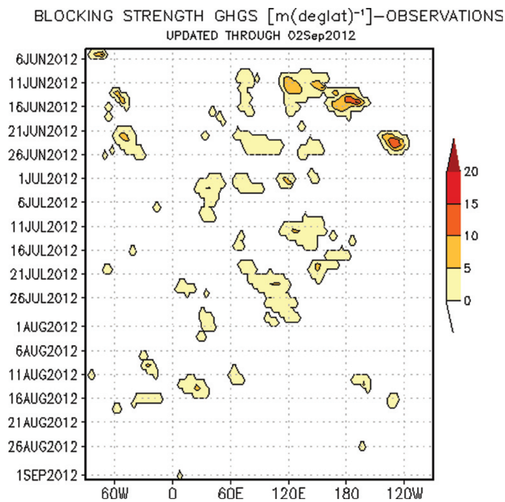


그림 4. 블로킹 형태를 수치로 계산하는 방법

(a) GHGS로 계산한 블로킹 강도지수



(b) 500hPa 고도장과 아노말리

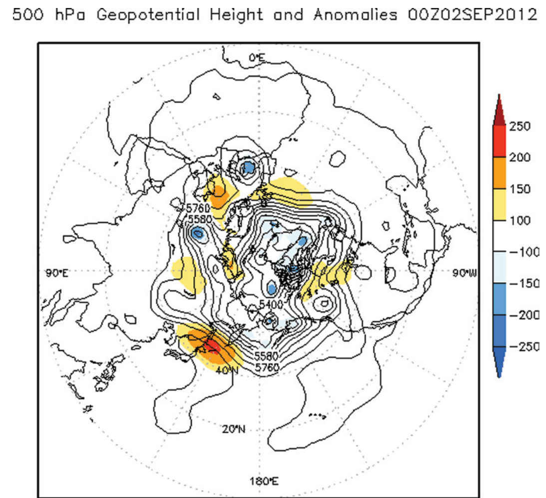


그림 5. (a)NOAA에서 제공하는 실시간 블로킹 강도지수와 (b)500hPa 고도장과 아노말리

블로킹의 발생원인과 지역

북반구에서 빈번하게 발생하는 블로킹 현상은 대륙과 해양의 분포가 큰 역할을 한다. 대륙은 겨울철 빨리 냉각되고, 여름철 빨리 가열된다. 반면, 해양은 대륙에 비해 계절에 따른 온도변화가 작다. 북반구의 해륙분포는 유라시아 대륙을 기준으로 동쪽은 태평양, 서쪽은 대서양이 위치하고, 북아메리카 대륙을 기준으로 동쪽은 대서양, 서쪽은 태평양이 위치한다. 따라서, 남·북의 에너지 차이뿐만 아니라 계절에 따라(특히, 여름과 겨울) 동서의 에너지 차이도 크게 나타나 블로킹 패턴이 발생하기에 좋은 조건이다.

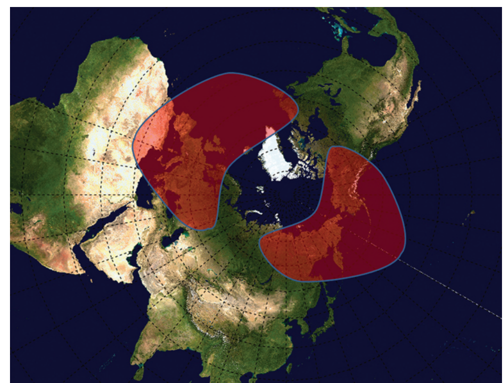
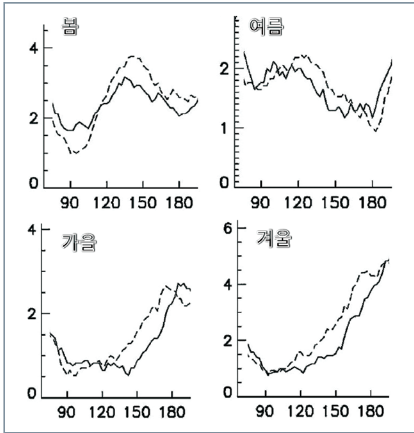


그림 6. 최대 블로킹 발생 지역

겨울철 대륙은 냉각되고 상대적으로 해양은 따뜻한 상태를 유지한다. 이로 인하여, 해양의 상층 대기에 고기압이 발달하기 좋은 조건이 갖춰지고 대륙은 저기압이 발달하기 좋은 조건이 된다. 우리나라 일기에 영향을 주는 태평양 북쪽과 알래스카에 나타나는 블로킹 현상은 겨울철 대표적인 상층 일기패턴이다. 여기에 북극진동(AO)으로 인하여 한랭한 상층 저기압이 남쪽으로 이동하거나, ENSO로 인해 온난한 상층 고기압이 북쪽으로 이동하면, 블로킹의 강도가 강해질 수도 있다. 지금까지 여러 방면으로 블로킹에 대한 연구가 지속되고 있으나 블로킹 발생원인은 특정한 기후시스템과의 연결 관계보다 복합적인 시스템들과의 조화로 나타난다.

북반구에서 가장 블로킹이 많이 발생하는 지역은 경도 10E 부근을 중심으로 하는 유럽과 북미대륙이며, 또 한 지역은 180E를 중심으로 위치하는 북태평양과 알래스카 지역이다. 그림 6에서 보듯이 대륙과 해양의 경계지역이 블로킹 발생지역임을 알 수 있다. 해양과 육상의 온도차이가 크게 벌어지는 겨울이 여름보다 블로킹의 강도가 강하고 지속시간은 길고, 범위가 넓다(Rex 1950a,b, Charney et al. 1981, Colucci and Alberta 1996).

(a) 경도위치에 따른 계절별 블로킹 발생빈도



(b) 계절별 블로킹 발생지역 모식도

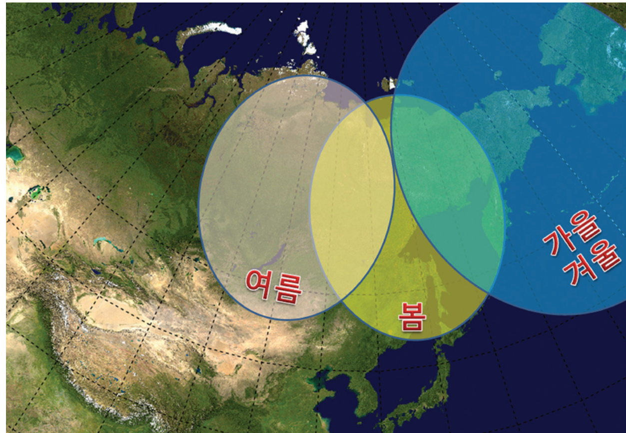


그림 7. 계절별 주 블로킹 발생지역(위도 40~77.5N 범위로 계산). (a)X축은 경도(75~195E), Y축은 발생빈도로서, 그래프의 실선은 블로킹 발생횟수, 파선은 지속기간(블로킹 수명)을 의미함(Barriopedro et al. 2006). (b)는 왼쪽의 그래프를 동북아시아 지도상에 표출한 모식도 임.

북반구에서 55년(1948-2002)간 발생한 블로킹을 대상으로 연구한 Barriopedro et al. (2006)의 결과를 참고로 우리나라 부근에서 계절별 발생하는 블로킹 발생지역은 그림 7과 같다. 봄철은 경도 140E 부근을 중심으로 위치하며, 여름철은 100~120E에, 가을과 겨울철은 180E 부근에 위치한다. 그러나 블로킹의 발생빈도, 강도, 지속시간, 범위는 계절별로 차이가 매우 크다. 겨울철이 가장 많은 빈도로 강하고 넓은 범위에서 나타나며, 여름철은 이런 특징들이 뚜렷하지 않다.

지구대기 순환에서 블로킹 현상은 남쪽의 에너지를 고위도로, 북쪽의 차가운 공기를 남쪽으로 이동시키는 에너지 전달역할을 담당한다. 그림 8과 같이 블로킹이 발생하기 전 500hPa 고도를 기준으로 저위도에는 고기압, 고위도는 저기압이 위치한다. 저위도의 고기압은 따뜻한 공기기둥에서 상부에 공기층이 누르는 힘이 크다. 반면에 고위도의 저기압은 차가운 공기기둥에서 상부에 공기층이 누르는 힘이 작다. 따라서, 500hPa 이상의 상층대기에서 고기압은 따뜻하고, 저기압은 차갑다. 그림 8과 같이 위도에 따라 500hPa 고도에 고·저기압이 나타나다가 남쪽의 고기압이 고위도로 북상하고 저기압이 저위도로 이동하면, 남·북의 기온이 역전된다. 블로킹 현상이 사라질 때까지 고위도에 따뜻한 공기를, 저위도에 차가운 공기를 전달한다.

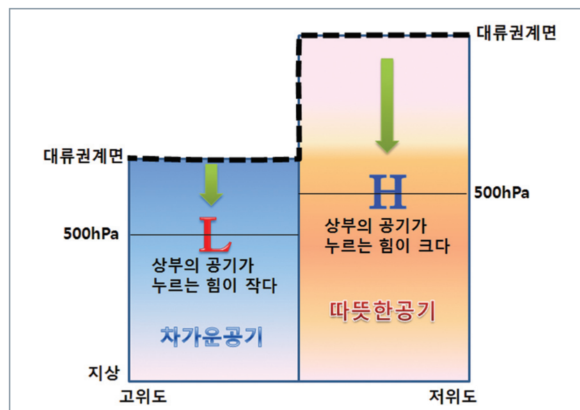
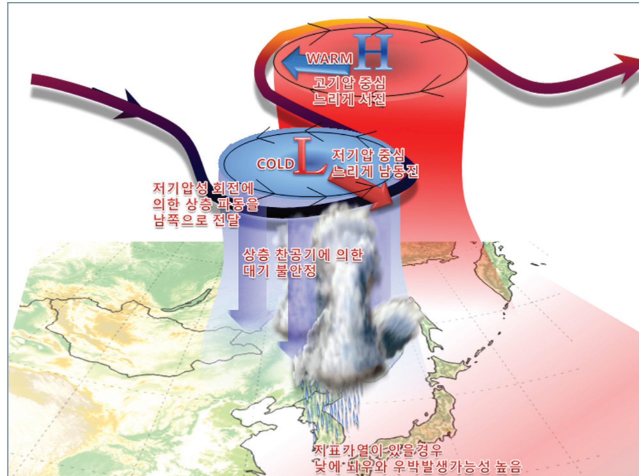


그림 8. 저위도와 고위도의 500hPa 일기 배치 연직 모식도

블로킹 패턴과 날씨

(a) 우리나라 북쪽에 저기압이 위치



(b) 우리나라에 고기압 능이 위치

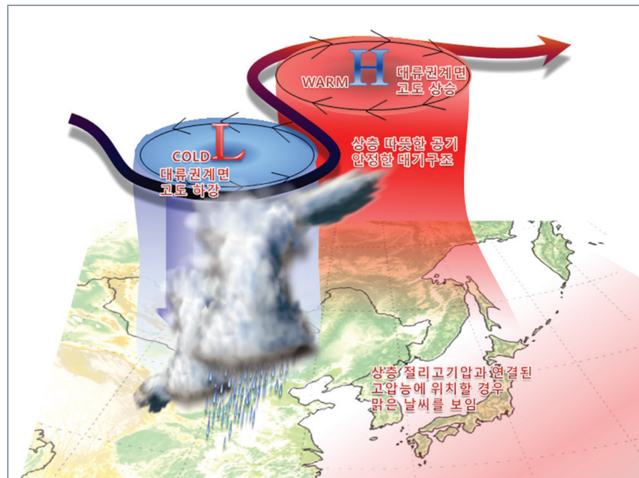


그림 9. 블로킹 패턴의 위치에 따른 날씨 특징

그림 9는 블로킹 패턴의 위치에 따른 우리나라부근의 날씨 특징을 나타낸 것이다. 그림 9(a)처럼 우리나라 북쪽에 저기압이 위치하는 블로킹 패턴이 봄철에 발생하면, 상층저기압에 동반된 차가운 공기와 낮에 지표 가열로 따뜻해진 하층 공기 사이에 불안정한 대기가 만들어지기 쉽다. 오후부터 일몰시간까지 불안정한 대기에서 뇌전과 우박이 발생할 수 있으므로, 상층 저기압의 위치에 따른 소나기나 낙뢰, 우박 예보를 고려해야 한다. 겨울철에 이런 블로킹이 발생하는 경우 한파가 가장 두드러진다. 또한, 한파 외에도 우리나라 북쪽에 상층 절리저기압이 위치하면, 수시로 기압골이 통과하면서 서해안과 중부지방을 중심으로 많은 눈이 내리기도 한다. 동해상은 해상의 높은 수온과 상층의 차가운 공기 사이에 불안정한 대기가 만들어져 대류운이 발달하기 쉬워 겨울철 폭설현상을 동반하기도 한다. 이 외에도 지상의 저기압과 상층의 저기압이 만나면서 급격하게 저기압이 발달할 수 있다. 또한 그림 9(b)처럼 우리나라에 고기압 능이 위치하는 경우 맑은 날씨를 보인다.

사례분석 및 예측

그림 10은 우리나라 부근에서 2012년 5월말부터 6월초까지 약 10일간 지속된 블로킹 패턴으로서 그림 2의 블로킹 유형이 모두 나타난 사례다. 그림 10(a) 5월 22일 00UTC에 일본 동쪽해상에서 연해주로 온난역과 함께 24시간 고도 증가(붉은색 영역)가 보인다. 24시간 후인 그림 10(b) 5월 23일 00UTC에 고기압 능은 더욱 북쪽으로 확장하였고, 24시간 고도 증가 구역도 북서쪽 방향으로 확장한 모습이 보인다.

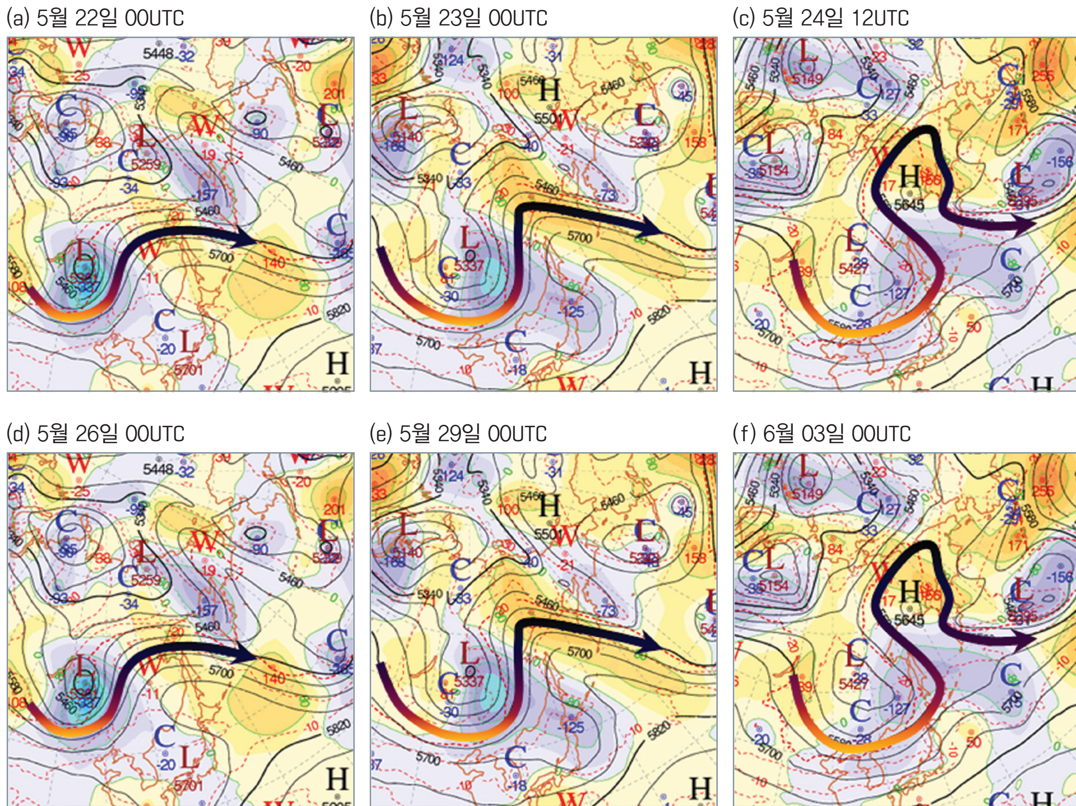


그림 10. 2012년 5월말~6월 초 한반도 북쪽에 나타난 블로킹 현상. 500hPa 고도장으로서, 채색된 부분 중 붉은색 영역은 24시간 고도상승 구역, 파란색 영역은 고도하강 구역을 의미함.

이 때 서에서 동쪽으로 이동하는 기류의 남북 사행이 커진 모습이 보인다. 그림 10(c) 5월 24일 12UTC에 오호츠크해 북쪽에 중심을 둔 고기압이 나타났으며, 오메가 형태의 블로킹 패턴이 만들어졌다. 블로킹 고기압의 서쪽과 우리나라 북쪽에 위치한 절리저기압의 동쪽으로 남에서 북으로 이동하는 기류의 모습이 보인다. 이 때, 24시간 고도증가 구역은 고기압 중심의 북쪽으로 분포하며, 고도하강 구역은 절리저기압 중심의 동쪽에 위치한다. 이후, 블로킹 고기압은 북쪽으로, 절리저기압은 동쪽으로 이동하면서 분리형(북고·남저)의 패턴이 만들어질 것으로 예상할 수 있다. 그림 10(d) 5월 26일 00UTC에 고기압은 오메가 형태에서 분리되었으며, 중심은 북서쪽으로 이동하였다. 이 고기압의 중심과 서쪽으로 계속해서 고도상승 구역이 위치함에 따라 이 고기압은 서쪽으로 이동하고, 계속해서 고위도에 위치하면서 블로킹 형태를 유지할 것으로 예상할 수 있다. 그림 10(e) 5월 29일 00UTC에 남·북으로 분리된 저기압 중심과 고기압 중심이

동서방향(경도)으로 위치가 바뀐 것을 볼 수 있다. 고기압 중심이 남쪽에 위치한 저기압 중심보다 서쪽에 있으며, 고기압 중심부근으로 지속적인 고도상승 구역이 보인다. 따라서 블로킹 패턴은 이후에도 유지되고 고기압은 더욱 발달할 것으로 예상할 수 있다. 반면, 고기압 중심의 남동쪽에 위치한 저기압 중심 부근으로 고도가 증가하고 있어 이 저기압은 약화되거나 소멸할 것으로 예측이 가능하다. 따라서, 이후에는 서쪽에서 다가오는 새로운 저기압과 저지고기압이 블로킹 형태로 결합될 것을 예측할 수 있다. 5월 29일 이후 저지고기압과 새롭게 접근한 저기압과의 블로킹 형태가 유지되다가 그림 10(f) 6월 3일 00UTC부터 블로킹 패턴이 약화되었다. 고기압 중심 부근으로 고도가 하강하면서 블로킹 패턴이 다음날인 6월 4일에 사라졌다.

이번 블로킹 패턴은 5월 24일부터 6월 3일까지 약 10일간 한반도 북쪽에서 지속되었으며, 우리나라 날씨에도 영향을 주었다. 상층에 고기압이 고위도로 확장하면서 차가운 성질을 가진 상층 저기압 중심이 우리나라 북쪽까지 접근하여 상층의 대기가 매우 차가웠다. 블로킹 패턴이 유지되는 기간 동안 그림 11과 같이 전국 곳곳에 소나기가 내렸으며, 총 4일간 우박이 관측되었다.

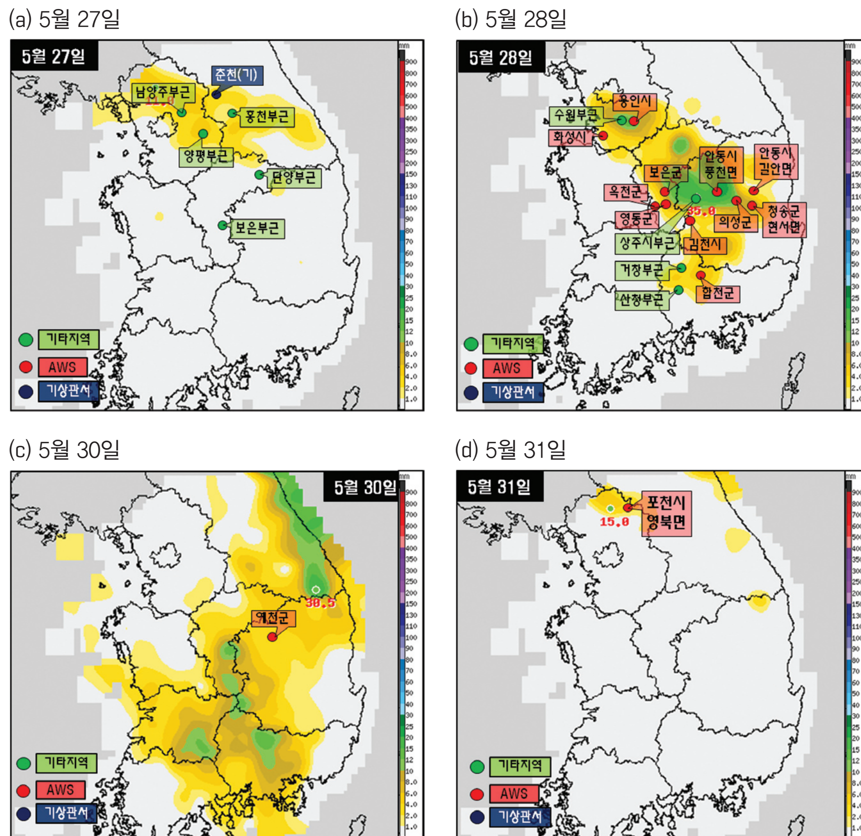
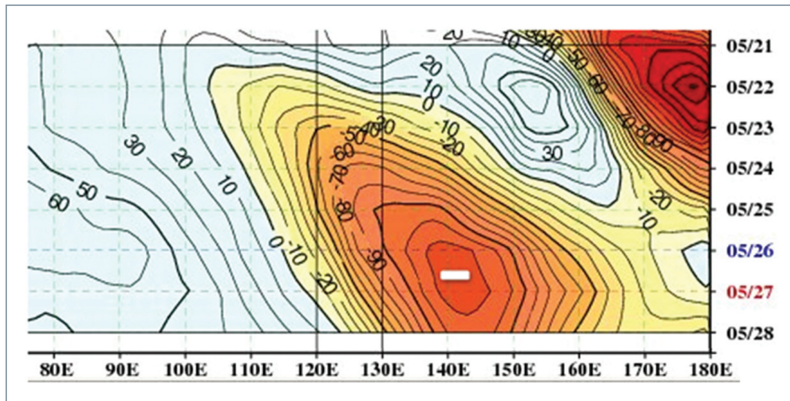


그림 11. 2012년 봄철 블로킹 기간 중 발생한 우박사례

수치모델의 예측성

블로킹 패턴에서 차가운 상층 저기압(골)의 이동은 골 추적도 분석을 통해 참고할 수 있다. 그림 12는 그림 10에서 보여준 블로킹 사례에 대한 ECMWM 모델의 위도 35-45N를 평균한 골 추적도이다. 블로킹 패턴이 만들어지기 전인 (a) 5월 21일 12UTC 에 생산된 예상도를 보면, 26일에 고도하강 중심이 일본동쪽 해상인 140-150E에 위치할 것으로 모의되었다. 오메가 형태의 블로킹 패턴이 만들어진 (b) 5월 24일 12UTC 에 생산된 예측모델에서 25일에 고도하강 중심이 우리나라 부근인 경도 130E에 위치할 것으로 모의되었다. 이와 같은 모델예측결과를 볼 때 블로킹 패턴이 만들어지기 전과 후의 차이가 있음을 알 수 있다. 블로킹 패턴에서 상층 기압골은 저지고기압 남쪽으로 이동함에 따라 블로킹 이전 예측보다 남쪽으로 이동하여 우리나라로 접근하게 된다. 따라서, 블로킹 패턴이 나타날 것으로 예상된다면, 예측모델에 의존하기 보다는 상층일기도 분석을 통해 골의 이동을 예측하는 것이 바람직하다. 상층 저기압 내부에서 발생하는 단파골 추적은 500hPa 최대와도 구역의 이동 방향과 비슷하므로 500hPa 와도장은 기압골 추적에 유용한 자료가 될 수 있다.

(a) 2012년 5월 21일 12UTC 예측



(b) 2012년 5월 24일 12UTC 예측

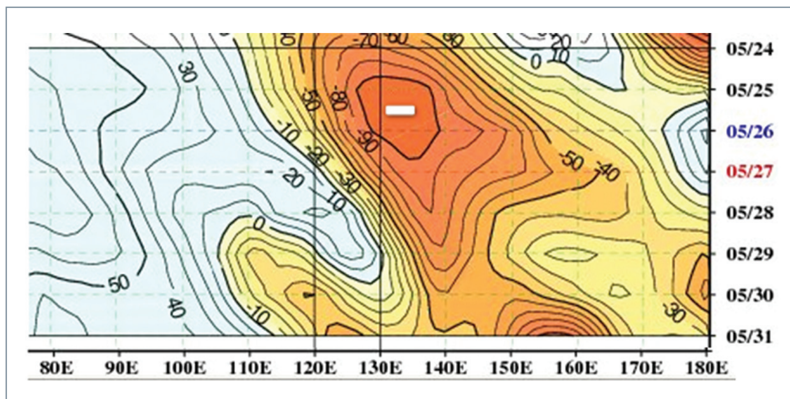


그림 12. 그림 9에서 보여준 사례에 대한 500hPa ECMWF 골 추적도(35-45N) 예상. 붉은색은 고도하강 구역 임.

[참고문헌]

김광식, 1992: 기상학사전, 향문사.

이현수, 전종갑, 강인식, 허창회, 2007: Blocking activity over the Asian continent and its contribution to the intensity of east Asian winter monsoon. 한국기상학회 가을 학술대회 논문집, 206–207.

허혜숙, 변희룡, 서동일, 2002: Blocking의 정의. *대기,* 12–1, 162–165.

AMS Glossary 2000: AMS 전자기상사전. http://amsglossary.allenpress.com/glossary

Barriopedro, D., R. G. Herrera, and E. Hernandez, 2006: A climatology of Northern Hemisphere blocking. *J. Climate,* 19, 1042-1063.

Charney, J. Shukla, and K. C. Mo, 1981: Comparison of a barotropic blocking theory with observation. *J. Atmos. Sci.,* 38, 762-779.

Colucci, S. J., and T. L. Alberta, 1996: Planetary-scale climatology of explosive cyclogenisis and blocking. *Mon. Wea. Rev.,* 124, 2509-2520.

Dole, R. M., and N. D. Gordon, 1983: Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation: geographical distribution and regional persistence characteristics. *Mon. Wea. Rev.,* 111, 1567-1586.

Lejenas, H., and H. Okland, 1983: Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data. *Tellus,* 35A, 350-362.

Renwick, J. A., and M. J. Revell, 1999: Blocking over the South Pacific and rossby wave propagation. Mon. Wea. Rev., 127, 2233-2247.

Rex, D. F., 1950a: Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. Part Ⅰ: An aerological study of blocking action. *Tellus,* 2, 196-211.

---, 1950b: Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. Part Ⅱ: The climatology of blocking action. *Tellus.* 2, 275-301.

Sinclair, 1996: A climatology of anticyclones and blocking for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.,* 124, 245-263.

Stan, C., and D. M. Straus, 2007: Is blocking a circulation regime? *Mon. Wea. Rev.,* 135, 2406-2413.

Straus, D. M., S. Corti, and F. Molteni, 2007: Circulation regimes: Chaotic variability versus SST-forced predictability. *J. Climate,* 20, 2251-2272.

Tibaldi, S., and F. Moleni, 1990: On the operational predictability of blocking. *Tellus,* 42A, 343-365.

Treidl, R. A., E. C. Birch, and P. Sajecki, 1981: Blocking action in the Northern Hemisphere: A climatological study. *Atmos. Ocean,* 19, 1-23.

White, W. B., and N. E. Clark, 1975: On the development of blocking ridge activity over the central North Pacific. *J. Atmos. Sci.,* 32, 489-502.



MJO의 이해와 활용

MJO란 하층대기에서 서에서 동으로 진행하는 열대지역의 진동 또는 파동의 의미로서, 처음 발견한 사람인 Madden과 Julian(1971)의 이름 첫 자를 인용하여 MJO(Madden Julian Oscillation)로 표기한다. MJO는 강한 대류성 구름을 동반하고 해면수온이 따뜻한 인도양에서 생성되어 발달하면서 동쪽으로 이동한다. MJO의 주기는 30~90일(1~3달) 정도이며, ENSO(El Nino Southern Oscillation)의 영향을 받으므로 계절 내 진동과 경년 변동의 뚜렷한 특징이 나타난다.

우리나라의 여름철 기상현상은 장마, 집중호우, 태풍 등 열대기상과 연동되어 있기 때문에 열대기상현상에 대한 이해가 필요하다.

이번호에서는 MJO의 이해를 바탕으로 동아시아에서 MJO의 특징과 영향, 그리고 주간 이후의 기류 분석 및 예측에 고려해 볼 내용을 소개한다.

MJO의 구조와 특징

1. 동풍대(무역풍)에 나타나는 서풍

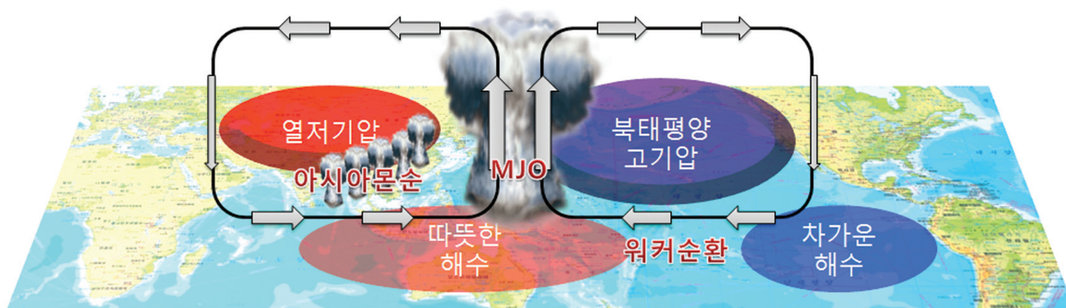
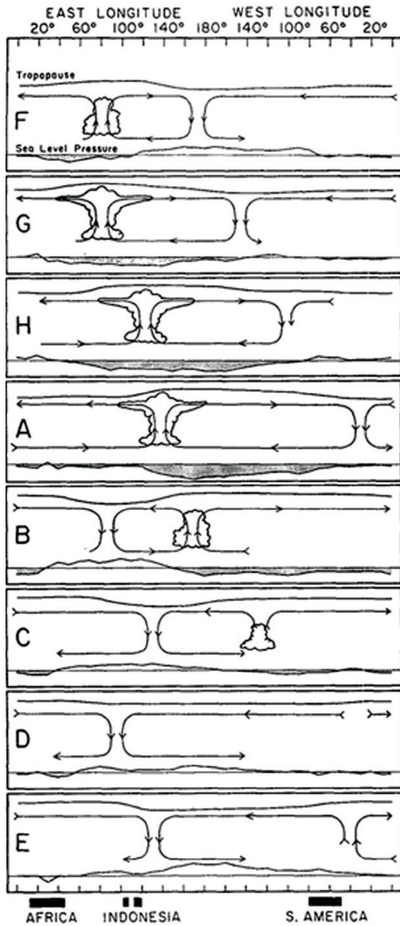


그림 1. 북반구 여름철 MJO와 관련된 순환 모식도

지구대기 대순환에 의하면, 적도부터 위도 30도 까지는 동풍의 무역풍이 존재한다. 특히, 태평양 동쪽은 그림 1과 같이 동풍에 의해서 해수가 동에서 서로 이동하여 깊은 수심의 차가운 물이 올라오므로 낮은 수온을 보이는 반면, 서태평양은 동쪽에서 이동해오는 해수가 일사에 의해 가열되면서 상대적으로 높은 수온을 보인다. 이로 인하여, 동태평양 하층대기는 냉각되어 하강기류가 우세한 고기압이, 서태평양의 하층대기는 상승운동을 일으키는 저기압이 형성되어 동서 방향으로 워커 순환(Walker circulation)이 나타난다(그림 1 참조). 이 때, 상승기류가 위치한 서태평양은 대류성 구름대가 발달하고 강수 증가가 나타난다. 이 대류성 구름대의 서쪽은 하층대기에서 서풍의 기류와 함께 워커 순환과 반대의 순환이 나타난다. MJO는 워커 순환의 서쪽에 위치하며, 따뜻한 해수면 위로 상승기류와 함께 대류성 구름대가 발달하고 느리게 동쪽으로 이동한다. 평균적으로 대류성 구름대는 인도양에서 발생하고 발달하면서 서태평양을 거쳐 동태평양으로 이동한다. Madden and Julian(1972)은 그림



2와 같이 인도양에서 발생하여 동쪽으로 이동하는 MJO의 연직 순환분포를 간단한 모식도로 제시하였다. 대류성 구름대는 서에서 동으로 이동하면서 서태평양 부근에서 가장 강하게 발달하며, 해수 온도가 낮은 동태평양에서 약화된다.

그림 2. Madden and Julian(1972)이 제시한 MJO 모식도

MJO가 오래전 인류의 이동에 영향을 주었던 증거가 있다. 폴리네시아인은 뉴질랜드, 하와이 등 수천km나 떨어진 태평양의 무수한 섬들에 거주하고 있다. Hostetter(1991)과 Finney(1994)는 약 4500년 전 인도차이나 반도와 뉴기니섬에 거주하던 폴리네시아인이 동쪽으로 이동한 증거를 찾아냈는데, 그림 3과 같이 폴리네시아인은 MJO에 의한 대류성 구름대가 동쪽으로 이동한 후 서쪽에 위치한 서풍의 기류를 이용하여 동쪽으로 이동할 수 있었다.

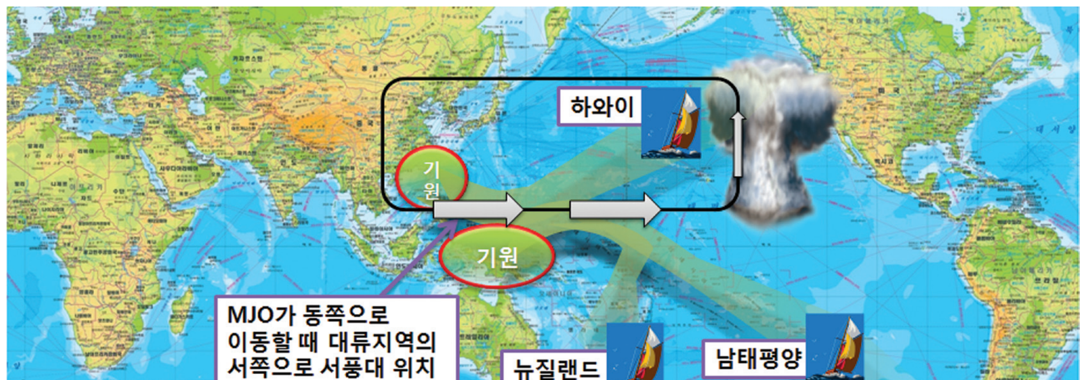


그림 3. MJO의 특징을 이용하여 항해한 폴리네시아인의 이동경로

2. 30–90일 주기, 이동속도 5m/s

그림 4의 (a)와 같이 수평바람 성분의 이동과 강도를 이용하여 MJO의 주기를 분석할 수 있으며(흰색 실선 참고), 강수량 재분석 자료를 이용하여 (b)와 같이 MJO의 주기를 분석할 수 있다. (a)를 살펴보면 인도양에서 태평양 중부까지 강풍대(서풍)의 이동을 볼 수 있으며, 강풍대 주기 내에 (b)와 같이 강수대가 위치하여 비슷한 기울기로 서에서 동으로 이동하는 것을 볼 수 있다. 서풍과 강수대의 이동주기는 약 30~90일이고, 이동속도는 평균적으로 약 5m/s를 보인다.

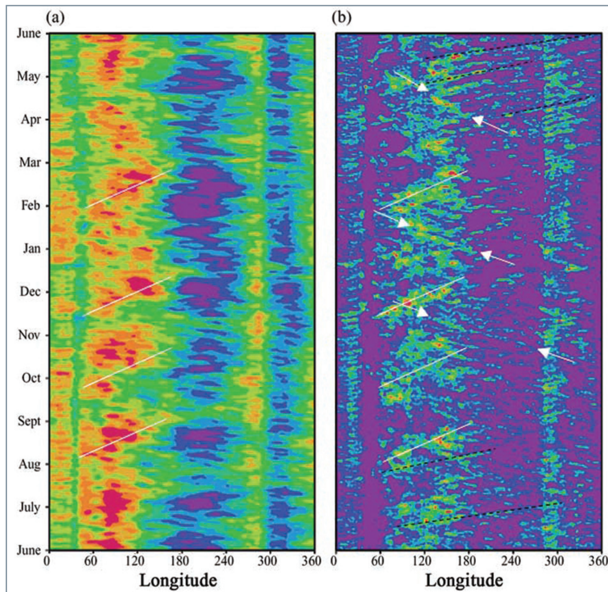


그림 4. 2000년 6월부터 2001년 5월까지의 기간을 대상으로 남·북위 10도를 평균한 경도와 시간 변화에 따른 (a)850hPa 수평바람장과 (b)강수분포로서, 흰색 실선은 MJO를 의미함

3. 북반구와 남반구에서 나타나는 계절적 변동

Zhang and Dong(2004)은 20년(1979–1998) 평균장을 이용하여 그림 5와 6과 같이 적도를 기준으로 남반구와 북반구의 MJO 차이를 분석하였다. 그림 5의 (a),(b)는 남반구의 여름인 12~3월에 해당한다. 뉴기니 섬 부근에 최대 풍속이 나타나고(a), 적도~10°S에 많은 양의 강수가 있으며(b), 최대 강수대는 뉴기니 섬과 호주 북부에 위치한다. (c),(d)는 북반구의 여름인 6~9월에 해당한다. 인도차이나반도와 필리핀 부근으로 강한 바람이 나타나고(c), 적도~10°N에 위치한 인도양과 필리핀 동쪽에 최대 강수대가 보인다(d).

그림 6은 인도양과 태평양을 포함하는 경도 60~180°E를 평균하여 월(x축)별 위도(y축)대의 기후값 변화를 보여준다. 각 그림들의 공통된 특징은 1~2월에 5°S 부근이 가장 강한 MJO의 특성을 보여주고, 7~8월에 10°N 부근이 강한 MJO의 특성을 보인다. Salby and Hendon(1994)과 Zhang and Dong(2004)도 MJO가 남반구 여름의 적도 남쪽에 가장 강한 강도를, 북반구 여름의 아열대 지역에 두 번째로 강한 강도를 가지고 있음을 제시하였다.

4~5월은 남반구에서 북반구로 MJO의 특성이 이동하는 시기다. 아시아 몬순 중 동남아시아 몬순이 가장 빨리 나타나는데, 인도차이나반도를 중심으로 5월경에 시작하는 여름몬순은 남반구에서 북반구로 이동하는 MJO의 영향으로 발생한다. 남반구 여름철의 MJO는 오스트레일리아의 몬순(Hendon and Liebmann, 1990), 북반구 여름철의 MJO는 아시안 몬순(Lawrence and Webster, 2002)에 영향을 미친다.

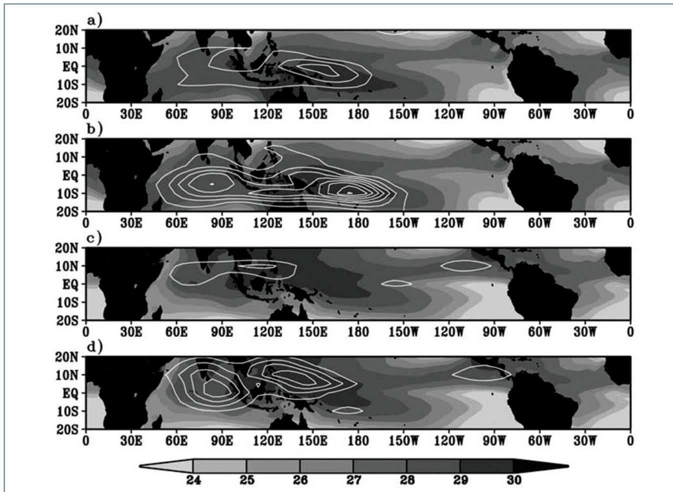


그림 5. 평균 해수면 온도(음영 구역)위에 (a),(c)850hPa 동서바람성분(흰색실선)과 (b),(d)강수(흰색실선) 표시. (a),(b)는 12~3월, (c),(d)는 6~9월을 의미함(Zhang and Dong, 2004)

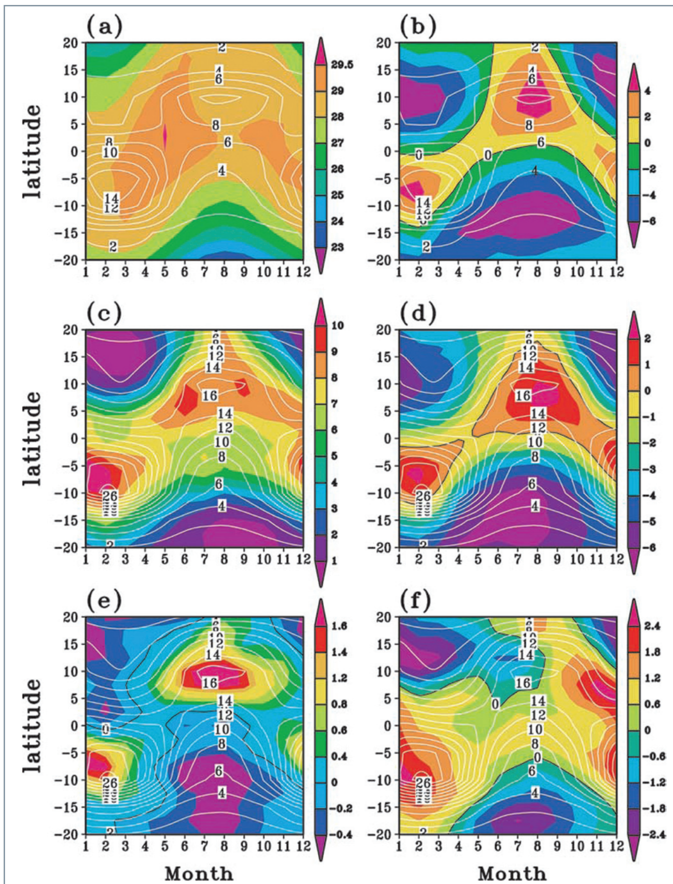


그림 6. 20년(1979–1998)간 경도 60~180°E를 평균하여 월별 위도변화를 보여주는 그림으로서, 흰색실선 중 (a),(b)는 850hPa 동서바람, (c),(d),(e),(f)는 강수를 의미함. 음영구역은 (a)는 SST, (b)는 850hPa 바람, (c)는 강수, (d)는 지표바람, (e)는 850hPa 습수수렴, (f)는 925hPa 습수수렴을 의미함(Zhang and Dong, 2004)

4. 대류구역의 이동과 수온 분포

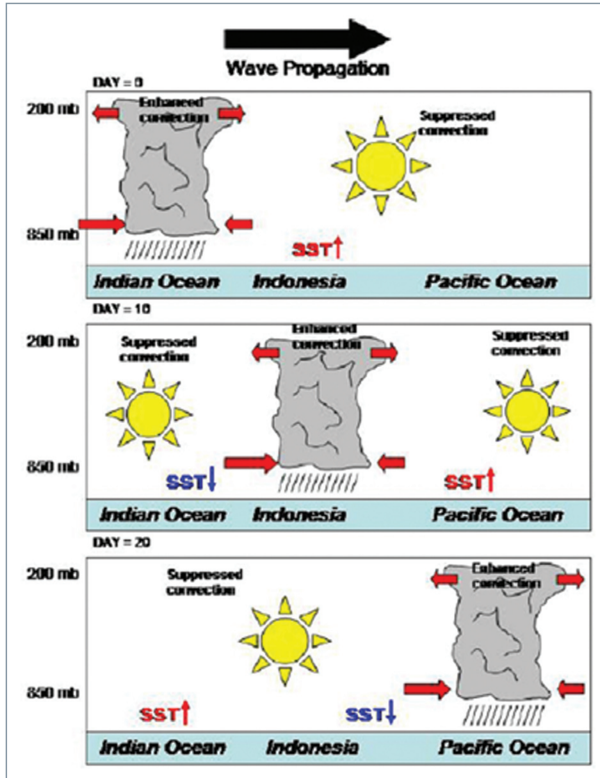


그림 7. MJO에 의한 대류구역의 이동에 따른 SST 변화

Madden and Julian(1971, 1972)은 대류구역이 동쪽으로 이동함에 따라 수온이 변화하는 과정을 그림 7과 같이 제시하였다. 인도양의 따뜻한 수면위에서 대류가 발생하여 서태평양으로 전파됨에 따라 대류 강화구역의 서쪽과 동쪽으로 대류 억제구역이 나타나고, 일사에 의해 진행방향의 동쪽으로 해수면온도의 상승이 나타나며, 대류구역이 지나간 서쪽으로는 해수면온도의 하강이 나타난다. 하지만 먼 서쪽으로는 다시 해수면온도가 일사에 의해 상승한다.

5. ENSO에 의한 경년변동

MJO는 계절 내 변동뿐만 아니라 강한 경년 변동을 보이며, El Nino-Southern Oscillation(ENSO)과 관련성이 있다(Zhang and Gottschalk, 2002; Hendon 등, 1999; Slingo 등, 1999; Bergman 등, 2001). MJO와 연관된 대류구역은 동진하면서 상대적으로 수온이 낮은 날짜 변경선 근처에 도달할 때, 약화되면서 소멸하는 특징을

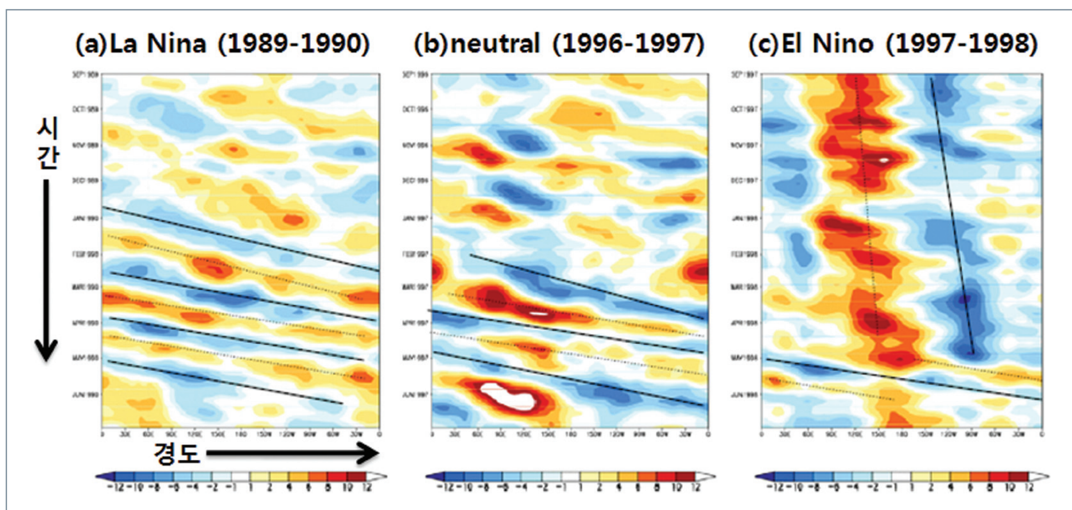


그림 8. 경도별 날짜변화에 따른 200hPa 속도 포텐셜(발산 값) 실선은 음의 값을 이은선, 점선은 양의 값을 이은 것으로서 30-90일 정도의 MJO 주기를 의미함

보인다. 왜냐하면, 동쪽으로 이동할수록 동태평양의 낮은 수온으로 인하여 상승운동이 억제되기 때문이다. 만약, 엘니뇨가 발생했다면, 서태평양의 수온이 동태평양의 수온보다 상대적으로 낮아서 MJO의 순환은 태평양에서 나타나지 못하고 인도양 부근으로 제한된다. 그림 8의 (a)라니냐와 (b)정상상태일 때, 시간 변화에 따른 발산과 수렴의 규칙적인 분포가 나타나지만, (c)엘니뇨의 경우에는 시간변화에 따른 변화가 보이지 않는다. 단지 서태평양 상공에 수렴과 동태평양 상공에 발산만이 뚜렷하다. 이 외에도 Slingo 등(1999)은 MJO의 강도가 십년 이상의 장기적 변동(decadal variation)을 하고 있으며 과거에 비해 MJO의 강도가 증가하고 있음을 보였다.

우리나라에 영향

1. 태풍발생 빈도의 변화

MJO는 열대저압부(태풍)의 활동을 조절하는 것으로 알려져 있다(Maloney and Hartmann, 2000; Higgins and Shi, 2001). MJO가 북반구에 영향을 미치는 5~11월 동안에 태평양에서 태풍을 강화시키거나 억제시키는 역할을 한다. MJO가 열대해상에서 태풍의 발달에 유리하거나 불리한 조건을 만들기 때문이다. 그림 9와 같이 MJO가 강화된 대류 지역을 기준으로 서쪽과 동쪽으로 기류의 이동방향에 의해 저기압성 혹은 고기압성 회전기류가 만들어진다. MJO가 동쪽으로 진행함에 따라 태풍과 같은 열대 저압부가 발달하기 좋은 지역도 인도양에서 태평양으로 이동한다. 강한 대류성 구름지역을 중심으로 북서쪽은 하층의 저기압성 순환과 상층의 발산구조에 의해 열대저압부가 발생하기 유리하므로, 북반구 여름철 MJO가 서태평양이나 태평양 중앙에 위치할 경우 태풍의 발생확률이 높아진다. 반면, 강한 대류구역이 인도양이나 인도차이나 반도에 있을 경우에 서태평양은 고기압성 순환에 의해서 태풍발생이 억제된다. 그림 10은 MJO가 동쪽으로 이동함에 따라 상층 발산(녹색)구역의 이동과 태풍의 발생관계를 잘 보여준다. 상층 발산(속도 포텐셜의 음의 값)구역이 서태평양에 위치할 때 태풍의 발생빈도가 증가하지만, 동태평양에 위치할 때 서태평양은 상층수렴구역에 들어 태풍의 발생빈도가 감소하지만, 동태평양과 대서양의 허리케인 발생빈도는 증가한다.

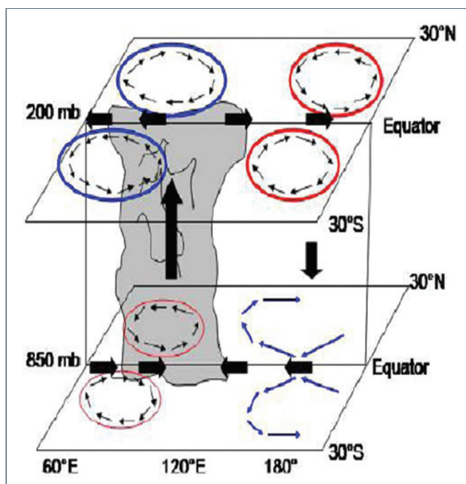


그림 9. MJO에 의한 3차원 기류 구조로서 붉은색은 저기압성, 파란색은 고기압성 회전을 의미함(Rui and Wang, 1990)

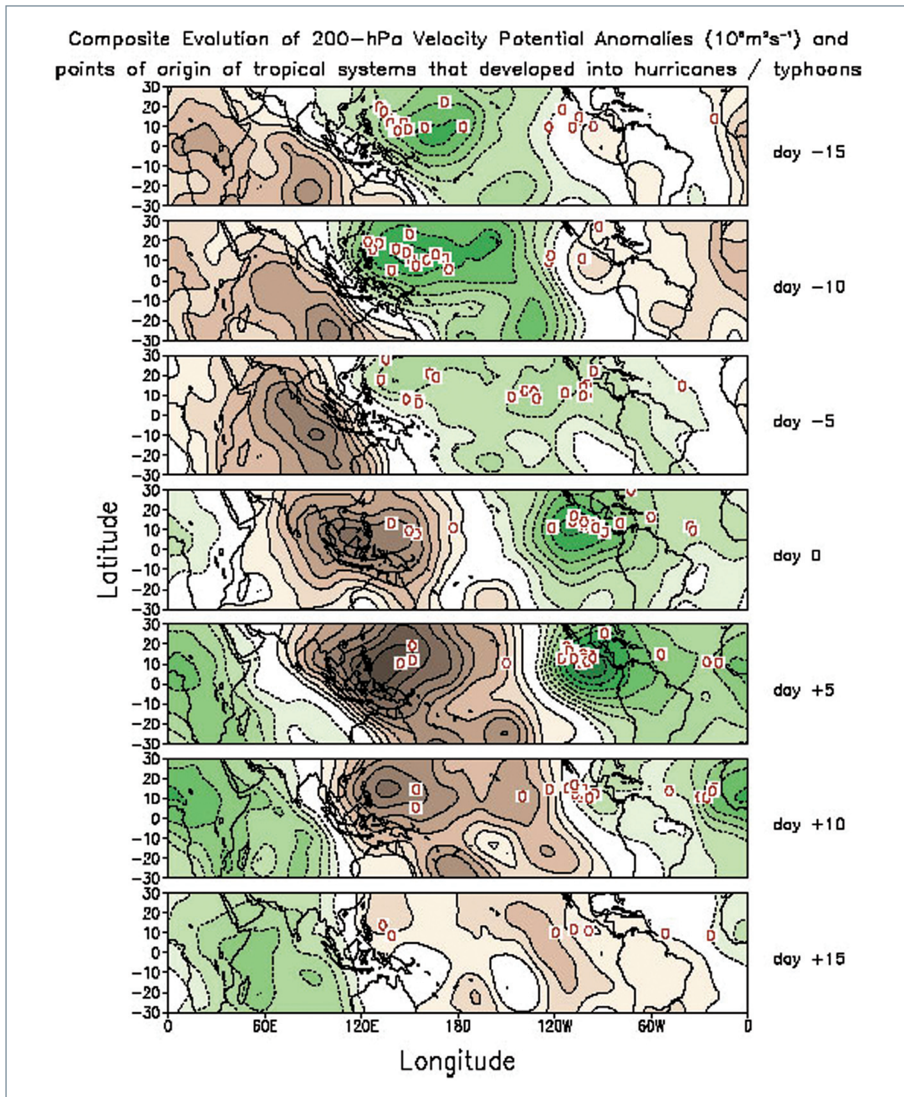


그림 10. 200hPa 속도 포텐셜로서, 음의 값인 녹색구역은 상층 발산을, 양의 값인 갈색구역은 상층 수렴을 의미한다. 흰색 박스안에 붉은색 심볼은 태풍발생을 의미함

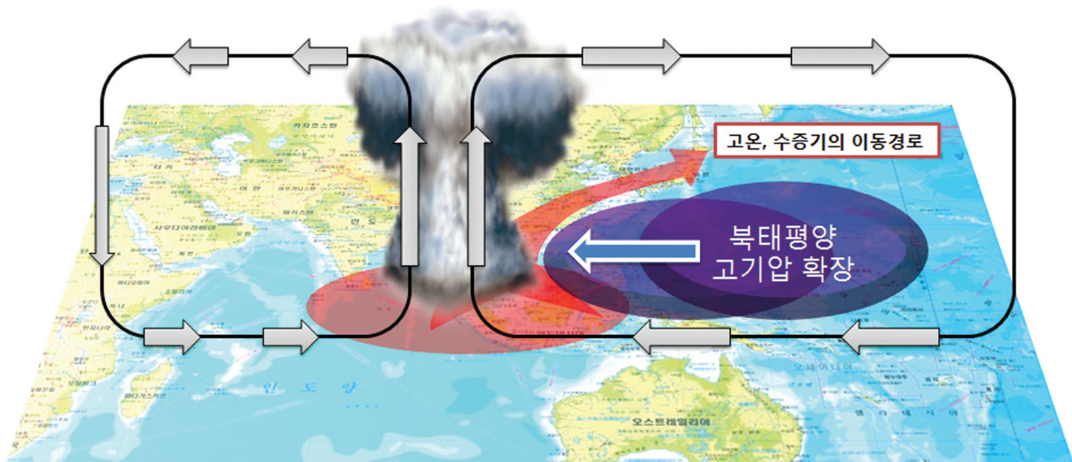
2. 주간 이후의 기류분석

우리나라와 동아시아 여름철 기후는 북서태평양 고기압(North Western Pacific High: NWPH)의 위치와 범위, 강도와 관련성이 높다. 만약, 우리나라가 NWPH의 서쪽 가장자리에 위치한다면 남서류에 의해 남쪽에서 많은 양의 수증기와 고온의 에너지가 우리나라에 유입된다.

예를 들어, 그림 11(a)와 같이 강한 대류구역이 벵갈만과 인도차이나 반도에 위치할 경우 대류구역의 북동쪽에 위치한 남중국해와 필리핀 부근은 지상과 하층대기에서 고기압성 회전이 강화된다(그림 9참조). 강화된 고기압성 회전은 저위도의 많은 양의 수증기와 고온의 에너지를 한반도로 유입시켜 많은 양의 비가 내리는 패턴이 만들어진다. Yanai 등(1992), Tian and Yasunari(1998), Hsu 등(1999), Samel 등(1999)은 동아시아 여름철 몬순의 발달과 강수증가 과정을 설명하면서, 벵갈만과 인도차이나반도 북서쪽의 대류강화가

필리핀 부근과 남중국해에 고기압성 순환을 강화시켜 우리나라가 포함된 동아시아에 강수를 증가시키고, 이와 반대로 필리핀 부근과 서태평양에 강수가 증가하면 우리나라와 일본 등 동아시아에 강수가 감소함을 보였다. 그림 11(b)와 같이 강한 대류구역이 필리핀 부근에 위치할 경우 북태평양 고기압은 동쪽으로 이동하고, 열대지방에서 고위도로 이동하는 기류도 동쪽으로 이동한다.

(a) 강한 대류구역이 벵갈만과 인도차이나반도 부근에 위치할 경우



(b) 강한 대류구역이 남중국해상과 필리핀부근에 위치할 경우

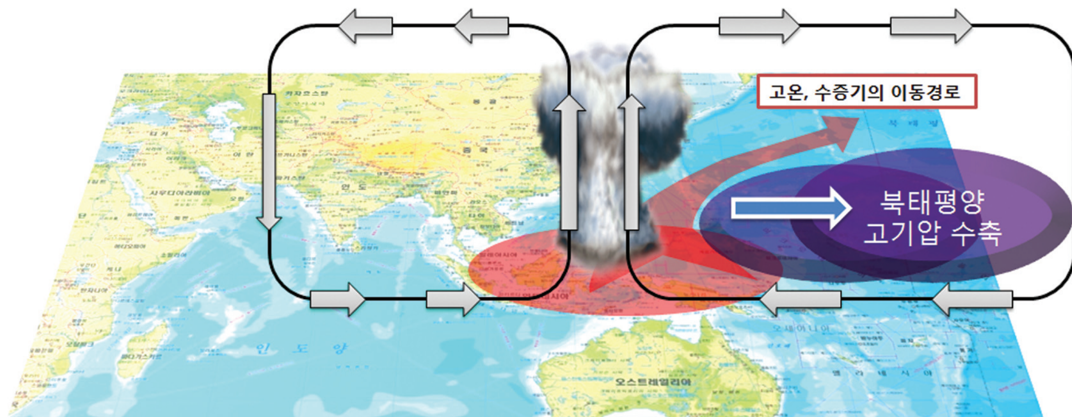
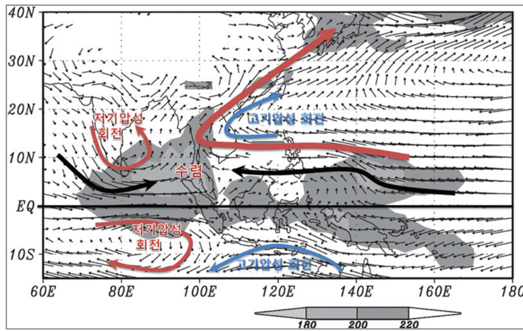


그림 11. MJO의 위치에 따른 NWPH의 발달과 수증기 이동경로

(a) 5월 초순



(b) 5월 중순

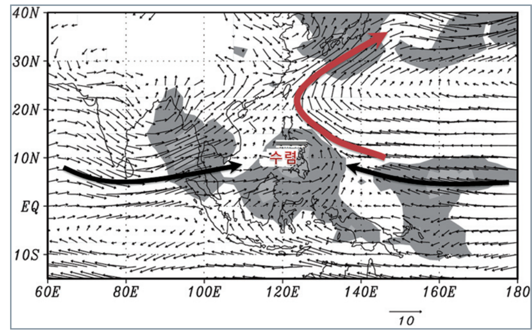


그림 12. 최근 15년(1994~2008)간 평균 850hPa 바람과 OLR(w/m2) 분석장으로서, MJO와 관련된 순환과 우리나라에 유입되는 남서류의 진로 변화를 설명

남반구에 활발한 대류를 보이던 MJO는 4월말부터 적도를 넘어 북반구에 영향을 미치는데, 벵갈만 부근과 인도차이나반도에 활발한 대류를 보일 때, 남중국해와 동중국해에 고기압성 기류가 강화되고, 따뜻하고 습한 남서류가 벵갈만과 인도차이나반도 북쪽에서 우리나라로 유입된다. 그림 12(a)는 평균 일기도에 MJO와 관련된 특징적인 기류를 표시한 것이다. 평균적으로 5월 중순 이후에 MJO는 동쪽으로 이동하여 필리핀 부근에 강한 대류가 나타나며, 대류 구름대의 북동쪽에 위치한 북태평양 고기압도 동쪽으로 이동한다(그림 12b 참조). MJO의 주기상 그림 12(a)와 같이 7월 초에도 벵갈만과 인도차이나반도에 대류지역이 발달하는데, 북태평양 고기압의 발달과정과 맞물려 장마전선의 활성화 및 호우예보에 참고할 필요가 있다. 동아시아 여름강수는 남서류의 몬순시스템과 MJO에 의한 강수증가가 동시에 발생하므로, MJO에 의한 일기패턴 이해도 여름철 강수예보에 필요한 요소이다.

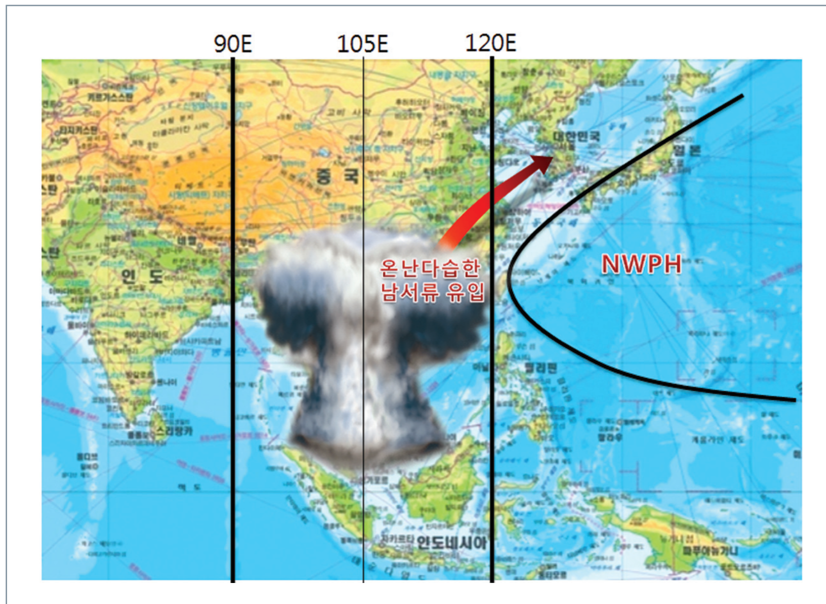


그림 13. 대류 발달구역의 위치에 따른 남서류의 이동과 고기압 위치

지금까지 연구결과를 바탕으로 다음과 같이 예보업무에 참고할 수 있다.

첫째, 강한 대류구역이 벵갈만과 인도차이나반도 부근(90~120°E)에 위치할 경우에 북태평양 고기압이 우리나라 부근으로 확장하면서 남서류가 강화되어 많은 양의 수증기가 우리나라로 유입될 수 있다. 따라서 MJO에 의한 대류 구역이 그림 13과 같이 90~120°E에 위치할 경우, 종관분석을 강화하여 우리나라에 강수 증가 가능성을 심층 분석할 필요가 있다.

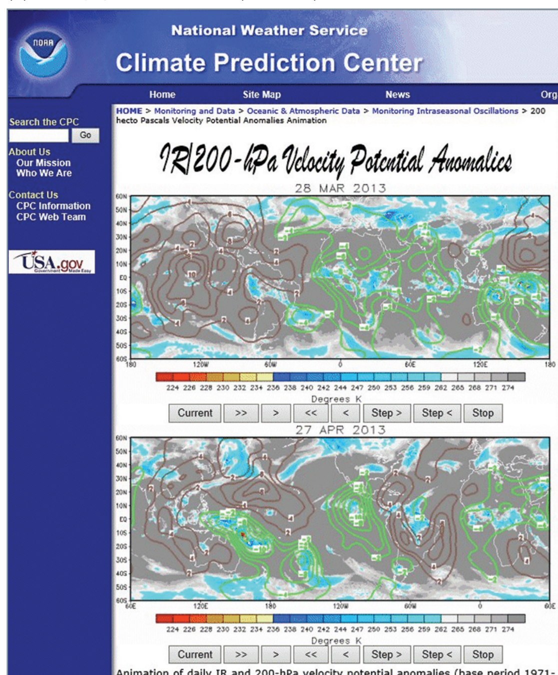
둘째, 강한 대류지역의 위치를 기준으로 태풍발생 및 강도의 변화를 고려한 분석이 필요하다.

3. 분석 및 예측자료 활용

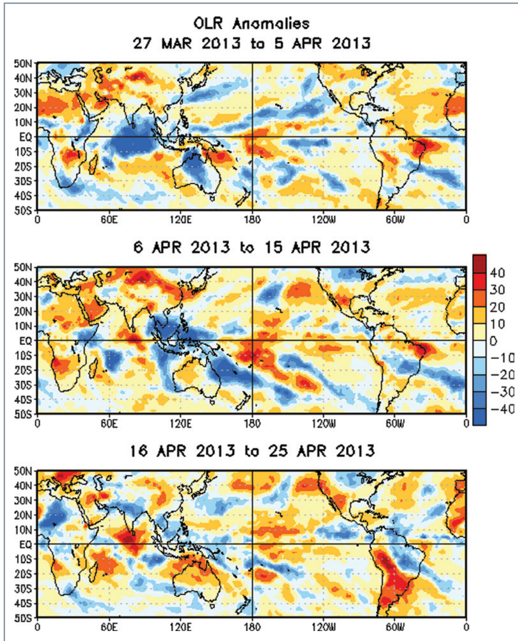
미국 NOAA에서 실시간 MJO와 관련된 분석장과 예측장을 제공하고 있다. 웹 주소는 http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/mjo.shtml 이다. 그림 14와 같은 다양한 분석자료를 이용하여 MJO의 위치와 강도를 분석할 수 있으며, 주기분석을 통한 예측도 가능하다. 우리나라의 여름철(5~9월) 저위도에서 북상하는 시스템과 기류의 이해를 바탕으로 주간 및 월간예측의 정확도를 높일 수 있다.

그림 15는 상층 발산장을 이용한 대류발달구역 예측과 주변의 기압계 변화를 고려하여 우리나라의 주간 및 월간 강수예측 방법을 제시한 것이다. 5월 10일과 15일 예측장에서는 대류구역(상층발산: 녹색구역)이 벵갈만과 인도차이나반도 부근에 위치하기 때문에 북태평양 고기압이 확장하여 우리나라는 따뜻하고 습한 남서류가 유입될 수 있다. 5월 20일과 25일 예측장에서 대류구역이 서태평양에 위치하면서 태풍이 발생하거나 발달하기 좋은 조건이 형성된다. 5월 30일부터 6월 14일 까지는 대류발달구역이 보이지 않으며, 인도차이나반도와 서태평양은 상층수렴 구역에 위치할 것으로 모의되었다. 따라서, 우리나라에 대규모의 강한 남서류 유입이 제한되는 형태로 분석할 수 있다.

(a) 적외영상과 속도포텐셜(200hPa)



(b) OLR 편차



(c) 850hPa 수평바람 편차

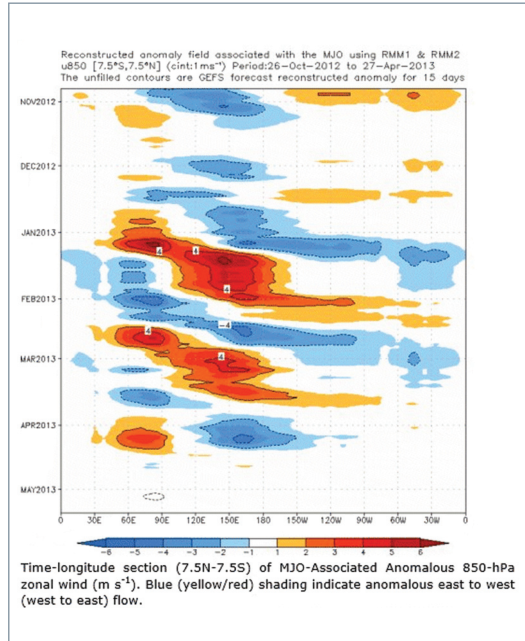


그림 14. 미국 NOAA에서 제공하는 MJO 분석자료 예

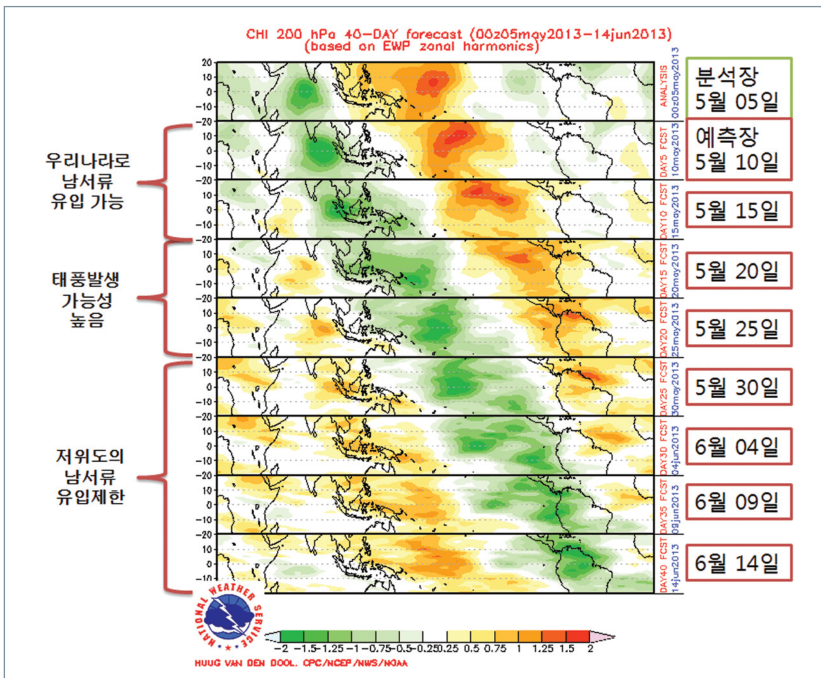


그림 15. 미국 NOAA에서 제공하는 MJO 예측자료(200hPa 속도포텐셜)와 활용예제. 녹색영역은 상층발산, 붉은색은 상층수렴을 의미함. 2013년 5월 5일 00UTC 생산자료 임

[참고문헌]

Bergman, J. W., H. H. Hendon, and L. M. Weickmann, 2001: Intraseasonal air-sea interactions at the onset of El Nino. *Journal of Climate,* 14, 1702-1719.

Hendon, H. H., and B. Liebmann, 1990: A composite study of onset of the Australian summer monsoon. *J. Atmos. Sci.,* 47, 2227-2239.

______, C. Zhang, and J. D. Glick, 1999: Interannual variation of the Madden0Julian oscillation during austral summer. *Journal of Climate,* 12, 2538-2550.

Higgins, R. W., and W. Shi, 2001: Intercomparison of the principal modes of interannual and intraseasonal variability of the North American monsoon system, *Journal of Climate,* 14, 403--417.

Hsu H-H, Terng C-T, Chen C-T. 1999. Evolution of large-scale circulation and heating during the east transition of Asian summer monsoon. *Journal of Climate,* 12: 793--810.

Huffman, G. J., R. F. Adler, P. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolph, and U. Schneider (1997), The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset, *Bull. Am. Meteorol. Soc.,* 78, 5-20.

Kalnay, E., et al. 1996: NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.,* 77, 437-471.

Lawrence, D. M., and P. J. Webster, 2002: The boreal summer intraseasonal oscillation: Relationship between northward and eastward movement of convection, *J. Atmos. Sci.,* 59, 1593--1606.

Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, *J. Atmos. Sci.,* 28, 702-708.

_____, and _____, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period, *J. Atmos. Sci.,* 29, 1109-1123.

_____, and _____, 1994: Observations of the 40-50 day tropical oscillation : *A Review. Mon. Weather Rev,* 122, 814-837.

Maloney, E. D., and D. L. Hartmann, 2000: Modulation of eastern North Pacific hurricanes by the Madden-Julian Oscillation, *Journal of Climate,* 13, 1451--1460.

Rui, H., and B. Wang, 1990: Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies, *J. Atmos. Sci.,* 47, 357--379.

Salby, M. L., and H. H. Hendon, 1994: Intraseasonal behavior of clouds, temperature, and motion in the tropics. *J. Atmos. Sic,* 51, 2207-2224.

Samel A. N., Wang W. C., and Liang X. Z., 1999: The monsoon rain band over China and relationships with Eurasian circulation. *Journal of Climate,* 12: 115--131.

Slingo, J. M., D. P. Rowell, K. R. Sperber, and F. Nortley, 1999: On the predictability of the interannual behavior of the Madden-Jualian Oscillation and its relationship with El Nino, *Q. J. R. Meteorol. Soc.,* 125, 583-609.

Tian S-F, Yasunari T. 1998. Climatological aspects and mechanism of spring persistent rain over central China. *Journal of the Meteorological Society of Japan,* 76: 57--71.

Yanai M, Li C, Song Z. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan,* 70(1B): 319--351.

Zhang, C., 1993: Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the tropics. *Journal of Climate,* 6, 1898-1913.

_____, and J. Gottschalck, 2002: SST anomalies of ENSO and the Madden-Julian oscillation in the equatorial Pacific. *Journal of Climate,* 15, 2429-2445.

_____, and M. Dong, 2004: Seasonality in the Madden-Julian oscillation. *Journal of Climate,* 17, 3169-3180.

21

황사분석 및 예측 가이던스

우리나라는 1년에 평균적으로 5.9회(1981~2010, 30년 평균, 봄철은 5.1회)의 황사가 나타나며, 최근 10년(2002~2011)간은 1년 평균 8.4회로 점차 황사가 증가하는 추세이다. 황사는 주로 봄철에 나타나지만, 2009년처럼 9월이나 10월에 나타난 해도 있었다. 이번 호에서는 황사의 발원부터 이동, 우리나라에 영향 미치는 과정까지 단계별 분석방법과 예측방법을 다루고자 한다.

※ 황사주의보는 황사로 인해 1시간 평균 미세먼지(PM10) 농도 400㎍/m³ 이상이 2시간 이상 지속될 것으로 예상될 때, 황사경보는 1시간 평균 미세먼지(PM10) 농도 800㎍/m³ 이상이 2시간 이상 지속될 것으로 예상될 때 발표

황사의 발원

황사의 발원여부를 알기 위해서는 발원지에 위치한 관측소의 PM10 농도와 황사일기도를 확인하는 방법이 가장 우선이며, 위성의 황사탐지영상을 이용하여 황사의 발원과 범위를 확인할 수 있다. 정확한 황사 발원을 파악하기 위해서는 황사가 발생하여 이동하기 쉬운 일기 패턴을 이해하는 것도 중요하다.



그림 1. 황사 발원여부 분석에 사용하는 참고자료(2011년 4월 29일 00UTC.)

그림 1의 천리안 위성의 황사영상을 보면 고비사막과 내몽골고원에 황사가 나타나고 있다. 지상관측자료와 위성영상에서 황사가 나타나면, 이 지역에 눈이 덮여 있는지 확인 할 필요가 있다. 만약, 눈이 덮여 있는 상황에서 황사가 감지됐다면, 황사가 아니거나, 먼 거리를 이동하지 않고 소멸하는 국지적인 모래폭풍일 수 있으므로 주의해야 한다. 봄철의 경우 눈이 녹고 충분히 가열작용이 있어야 지표토양이 건조해져 먼지입자가 공중으로 쉽게 부양할 수 있기 때문에 850hPa 일기도에서 발원 지역에 기온이 0℃ 이상인지도 확인할 필요가 있다. 상대적으로 겨울철의 경우 발원지의 토양이 말라 있어서 0℃이하에서도 황사의 발원이 가능하다. 850hPa 기온을 활용하는 이유는 황사발원지의 해발고도가 약 850hPa 부근이여서 850hPa이 지표부근에 해당하기 때문이다. 또한, 예측모델(ADAM2)과 위성영상의 비교 분석도 필요하다.

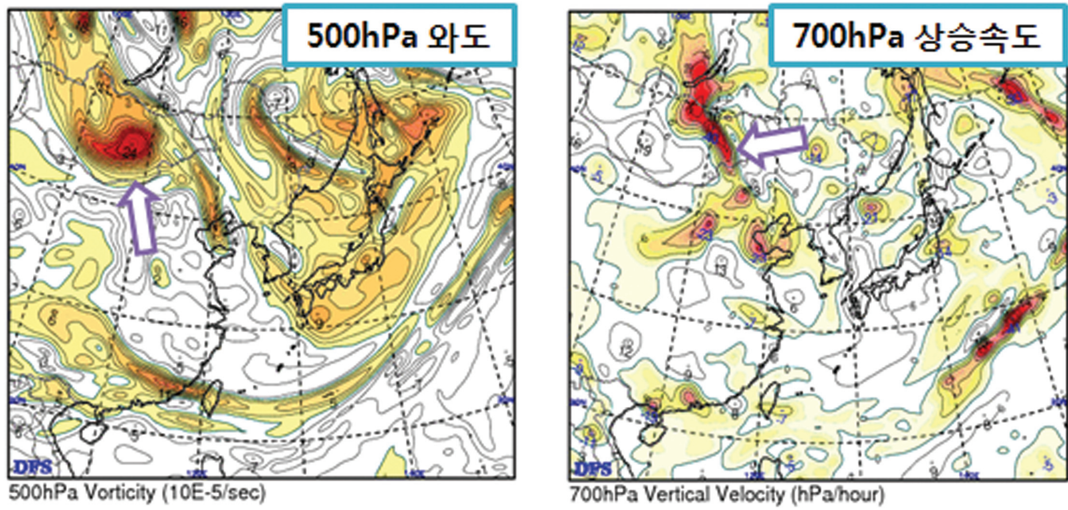
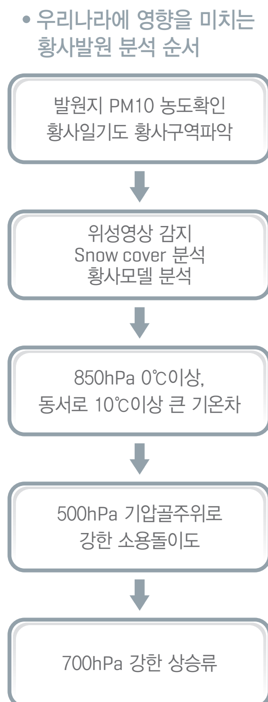


그림 2. 발원된 황사의 이동가능성 분석에 사용한 참고자료(2011년 4월 29일 00UTC)

황사가 발원했다면, 이제 우리나라로 이동해 올 가능성이 있는지 검토해야 한다. 발원된 황사가 공중에 부양되어 이동하기 위해선 그림 2와 같이 중층대기(500hPa)에 깊게 발달된 기압골이나 절리저기압(cut-off Low)이 필요하다. 중층대기에 발달한 기압골은 한랭한 공기를 동반하고, 가열된 황사발원지 상공에 접근하면서 상·하층으로 잘 발달된 저기압 시스템을 만든다. 중층대기의 기압골을 중심으로 분포한 강한 와도구역은 하층의 기류를 상승시키고, 황사먼지를 공중에 부양시키는 역할을 한다. 따라서, 700hPa 고도에선 강한 상승역이 그림 2와 같이 분석된다. 그림 3은 황사발원 단계에서 우리나라에 영향을 미치는 황사 발원의 분석순서와 황사발원 모식도이다.



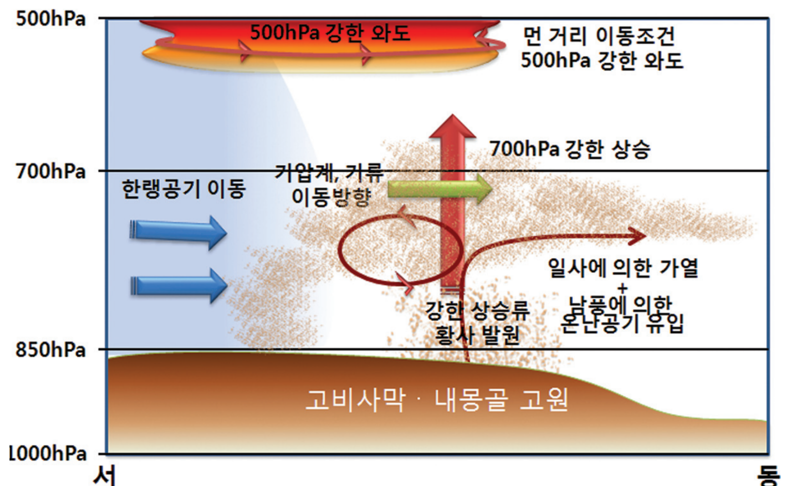


그림 3. 우리나라에 영향을 주는 황사의 발원분석 순서와 모식도

이동경로 추적

황사는 발달한 저기압 시스템의 강한 상승구역에 실려 이동한다. 이 때, 황사먼지의 분포 높이는 주로 850hPa 부근이며, 700hPa 높이까지도 나타난다. 부유한 황사입자는 중·하층 대기의 지향류를 따라 서에서 동으로 혹은 북에서 남으로 이동하고, 일부는 빠르게 이동하는 한랭전선 후면의 강한 하강류에 들어 지면으로 낙하하면서 사라진다.

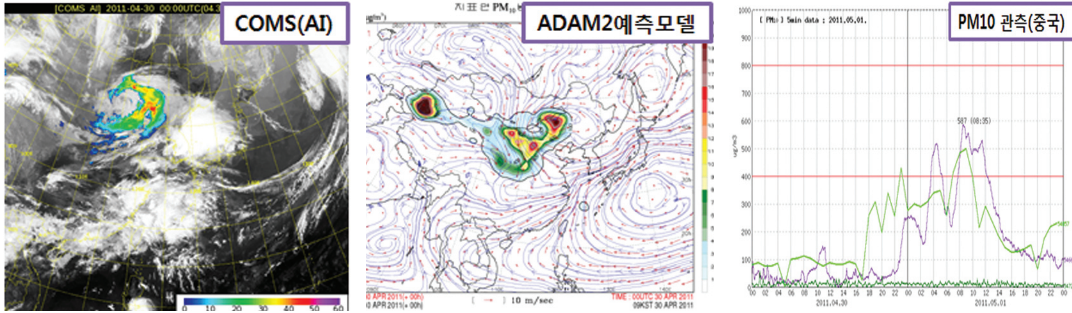


그림 4. 황사발원 후 이동경로 예측에 참고자료들. 위성영상과 850hPa 황사영상은 2011년 4월 30일 00UTC 임

황사의 이동경로는 그림 4와 같이 위성영상과 관측자료를 이용하여 예측모델과의 비교를 통해 현재의 황사 농도와 이동경로를 예측 할 수 있다. 그렇지만, 예측모델과 현재의 황사먼지 위치가 비슷하더라도 이후 시간의 예측모델결과와 실황은 다를 수 있다. 현재 ADAM2 모델에는 습성침착과 건성침착과정이 모두 포함되어 있지만, 여전히 이동경로의 작은 변화로 복잡한 지형(고원과 평지, 초원과 사막, 해양과 육상 등)을 통과하면서 급변하는 기압계로 인해 부양된 황사농도의 변화가 발생할 수 있다. 급격하게 발달하는 저기압과 함께 황사의 이동속도보다 더 빠르게 한랭전선이 이동하면, 상승기류에 위치한 황사는 한랭전선에 위치한 발달한 비구름에 의한 습성침착으로 지면에 떨어지거나, 강한 하강기류 지역에 들어가면서 지면으로 빠르게 낙하할 수 있다. 따라서, 황사 예보 시에는 황사모델의 불확실성을 감안하여 과거와 현재 일기도 분석을 통해, 저기압과 한랭전선의 이동방향 및 속도 등 기압계의 이동과 변화를 추적하여 예상위치를 계산한 후, 모델예측결과와 비교를 통해 최종 결론에 도달해야 한다. 이 외에도 지속적으로 주변 PM10 관측 값의 감시와 위성영상과 모델예측, 관측 간의 차이를 분석해야한다.

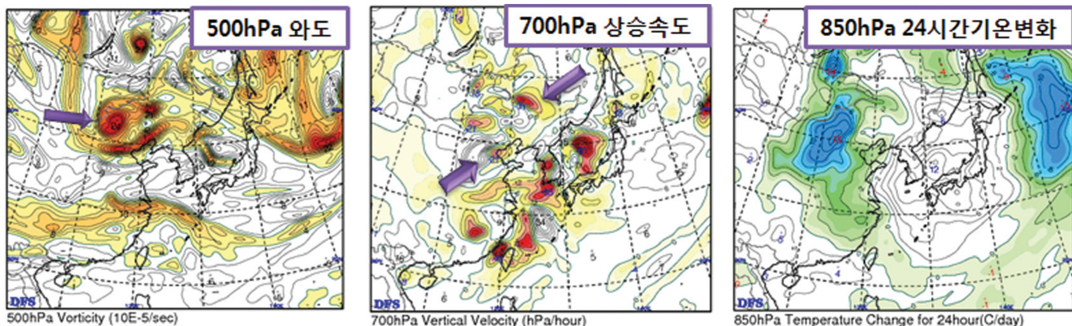
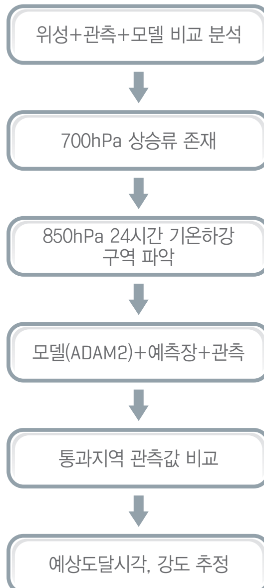


그림 5. 황사의 이동방향 분석에 사용가능한 일기도 분석자료(2011년 4월 30일 00UTC)

우리나라로 황사가 이동하기 위해서는 발달한 저기압 내에 강한 상승류가 지속적으로 유지되어야 하므로 그림 5처럼 700hPa 상승류의 존재와 강도변화에 유의할 필요가 있다. 한랭전선이 서에서 동으로 이동함에 따라, 기온이 급격히 하강하는 지역이 나타난다. 850hPa 24시간 기온 하강 구역은 한랭전선이 통과하는 지역이므로 황사의 영향을 받기 시작하는 곳으로 판단할 수 있고, 기온 하강 구역의 중심은 하강류가 강하기 때문에 농도가 짙은 황사가 나타날 가능성이 높다. 또한, 500hPa 최대 저기압성 와도지역의 이동방향은 황사의 이동방향과 거의 일치(이동경로의 일치가 아닌 이동방향의 일치)하므로, 그림 6과 같은 분석절차를 통해 황사의 이동경로, 도달시각, 강도 등을 파악할 수 있다.



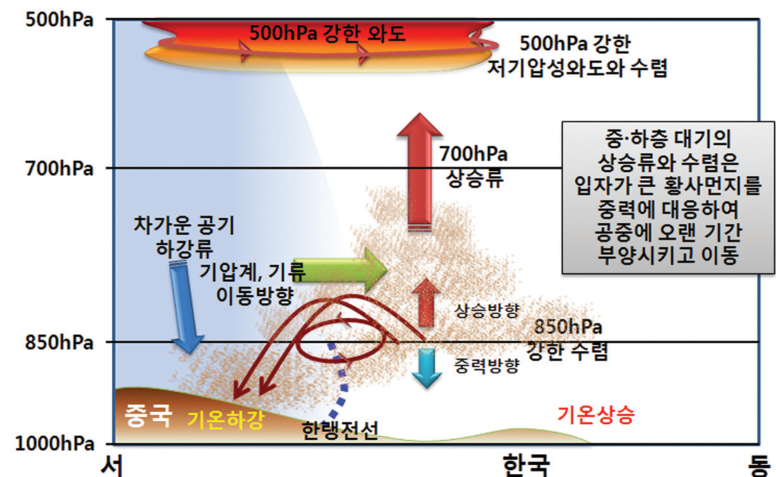


그림 6. 황사의 이동경로 예측 분석 순서와 모식도

천리안 위성의 황사지수영상

천리안위성의 황사지수(AI: Aerosol Index)영상은 기존의 적외차(DCD: Double Channel Difference)방법에 맑은 날 적외채널의 차이를 의미하는 배경 적외차라는 개념을 도입하여, 기존 MTSAT 적외차영상이나 적외광학두께지수(IODI: Infrared Optical Depth Index) 영상의 육·해상 불연속문제나 해상에서의 과소탐지 오류를 개선하였다.

$$\text{황사지수(AI)} = \text{적외차} - \text{배경적외차} = [(T_{11㎛} - T_{12㎛}) - (T^*_{11㎛Max} - T_{12㎛})]$$

(여기서 $T^*_{11㎛Max}$는 10일 중 해당 관측시간의 11㎛ 채널 휘도온도의 최대값으로 화소마다 별도 계산함)

그러나, 지표온도가 급격히 올라가는 경우 적외차 값이 커지면서 맑은 지역에서 황사를 표출하는 경우와 해양에서 구름과 수증기의 영향을 자주 받는 곳의 경우 배경적외차 경계값(현재 -0.5K보다 작은 경우만 배경적외차로 계산, 그 이상은 적외차만 계산함)으로 인해 탐지 오차가 있으므로 주의를 요한다. 이 경우 MODIS 영상이나 MTSAT 황사영상 등 다른 황사영상을 참고하여 황사여부를 검토한다.

참고로, 천리안위성의 snow cover 영상은 2012년 2월 10일부터 COMIS-3에 표출되고 있으며, 천리안 GOCI 컬러합성영상은 3월말부터 COMIS-3에서 볼 수 있다. MODIS 컬러합성영상은 가시채널을 사용하므로 주간에만 활용할 수 있다.

황사도달 예측

우리나라로 황사가 유입될 것으로 예상되면, 그림 7과 같이 천리안 황사영상과 500hPa 와도, 850hPa 기온변화선도 등을 이용해서 황사의 중심 이동경로를 파악한다.

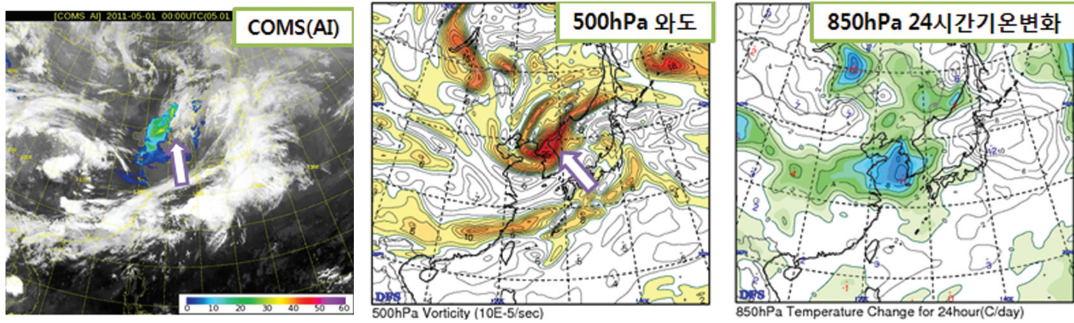


그림 7. 우리나라에 황사 도달 예측에 참고자료(2011년 5월 1일 00UTC)

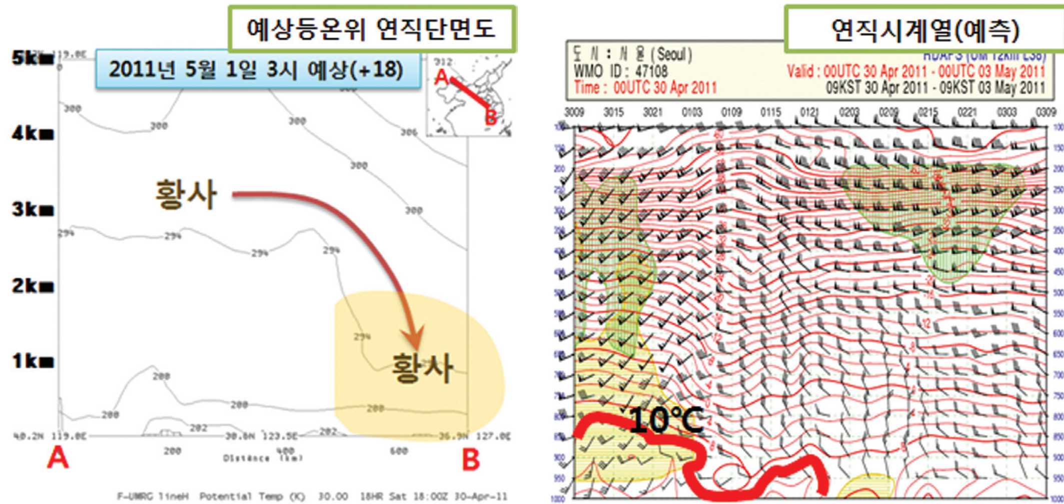


그림 8. 황사 도달 시각 예측에 참고가능한 자료(2011년 4월 30일 00UTC, UM-RDAPS 예측장)

우리나라 서쪽에 위치하는 중국의 PM10 관측값이 기상청의 황사 특보기준을 넘은 경우 황사 특보 발표여부를 고려해야한다. 특보발효 시간은 그림 8과 같이 연직 등온위 분포를 이용하여 갑자기 등온위 고도가 낮아지는 시점을 참고할 수 있다. 등온위 고도면은 기류의 이동방향과 동일하게 설정한다. 연직시계열 예상에서 북서기류와 함께 기온이 850hPa 이하 층에서 급격히 하강하는 시점도 특보 발효시점으로 참고할 수 있다.

황사의 농도는 낮과 밤이 다르다. 만약, 낮 시간에 최대 황사구역이 우리나라로 들어온다면 예상보다 황사농도가 약할 수 있다. 낮에는 일사에 의한 가열로, 지표부근 대기에 상승기류가 있어 황사먼지의 지표 하강을 막을 수 있기 때문이다. 반면에, 야간은 지표냉각으로 하강기류가 강해져 예상보다 농도가 짙은 황사가 나타날 수 있다. 따라서, 황사 예보시에는 낮과 밤에 따른 차이를 고려해야한다. 황사의 종료시점은

850hPa 기온이 상승하거나, 500hPa 저기압성 와도지역에서 벗어나는 시점을 참고할 수 있으며, 지상 PM10 관측값도 참고할 수 있다. 그림 9는 황사 예측과 정보발표를 위한 분석 순서와 모식도를 요약한 것이다.

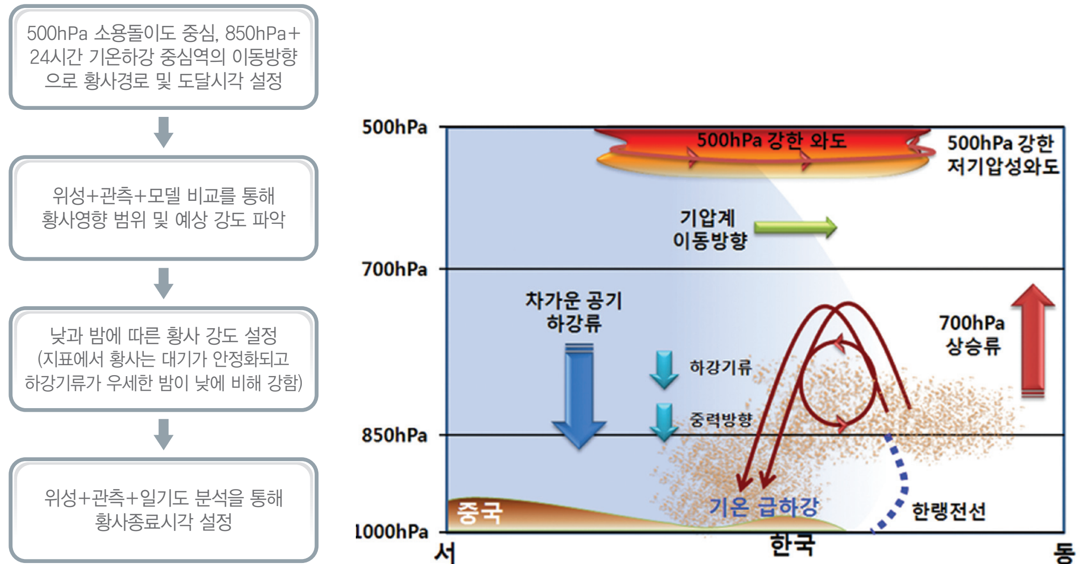
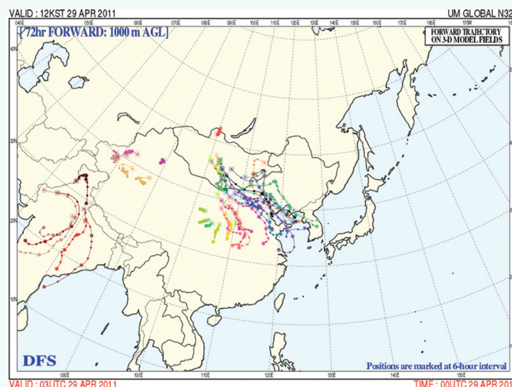


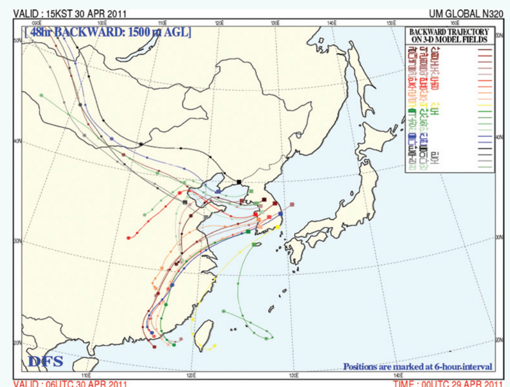
그림 9. 우리나라에 황사 영향 및 강도 예측 분석을 위한 순서 요약과 모식도

황사 전방추적도와 후방추적도

전방추적도를 활용하면 황사 발원지에서 발원한 황사가 우리나라로 오는지 여부와 시점을 알 수 있다. 반면에, 후방추적도의 경우 우리나라로 향하는 기류의 기원을 알아 낼 수 있는 장점이 있다. 전방추적도는 매시간 GTS 전문에 있는 황사관측지점의 향후 72시간동안 6시간 간격의 공기 궤적을 수치모델을 이용하여 예측한다. 고도는 1, 3, 5km로 나누어 계산한다. 후방추적도는 국내 15개, 북한 1개, 중국 4개 지점의 후방 48시간의 역궤적을 그린 것으로 100m, 1.5km, 3km, 5km의 4개의 고도로 나누어 예측한다.



2011년 4월 29일 00UTC의 전방추적도(48~72시간 후에 몽골 및 황하중상류 건조지역의 황사가 우리나라로 이동할 수 있음)



2011년 4월 29일 00UTC에 예측한 4월 30일 06 UTC의 후방 추적도(중부지방은 4월 29일에 발원한 황사의 영향을 받을 수 있음)

[참고문헌]

기상청, 2011: 위성을 이용한 황사분석, 천리안위성 기상산출물 활용 가이드. 국가위성센터 위성분석팀.

기상청, 2011: 황사(土雨, 흙비) 안내 소책자. 국립기상연구소.

기상청, 2012: 2012년도 황사예보 가이던스. 국립기상연구소 황사연구과(예보국 지경노 발표과제, 2012. 3. 5.)

기상청, 2012: 황사해외모니터(아르고스). 국립기상연구소 황사연구과

정관영, 박순웅, 1995: 한반도로 수송되는 황사의 종관적 특징. *한국기상학회지*, 31(1), 45–63.

Chun, Y., H.-K. Cho, H.-S. Chung, and M. Lee, 2008: Historical records of Asian dust (Hwangsa) in Korea. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 89, 823-.827.

Kim. S.-B., K. Yumimoto, I. Uno, and Y. Chun, 2011: Dust model Intercomparison between ADAM and CFORS/Dust for Asian dust case in 2007 (March 28 -. April 3) *SOLA*, 7A, 25-28.

Park, S.-U., A. Choe, E.-H. Lee, M.-S. Park, and X. Song, 2010: The Asian dust aerosol model 2 (ADAM2) with the use of normalized difference vegetation index (NDVI) obtained from the Spot4/vegetation data. *Theor. Appl. Climatol.*, 101, 1-2, 191-208.

Park, S.-U., and E.-H. Lee, 2004: Parameterization of Asian dust(Hwangsa) particle-size distributions for use in dust emission models. *Atmos. Environ.*, 38, 2155-.2162.

〈기초탄탄 코너〉 황사란?

황사의 정의

황사는 아시아대륙의 중국과 몽골의 사막지대, 황하중류의 건조지대, 황토고원, 내몽골고원에 한기를 동반한 저기압이 통과할 때 강한 바람이나 지형에 의해 만들어진 난류로 인하여 다량의 모래먼지가 상층으로 올라가 공중에 떠 있거나 이동하여 지표로 서서히 낙하 하는 현상을 말한다. 우리나라에서는 예로부터 황사를 '흙이 비처럼 떨어진다'하여 '토우(土雨)'라 하였으며, 국립국어연구원의 우리말사전(1999)에도 '흙비'를 '바람에 높이 날려 비처럼 떨어지는 모래흙'으로 정의한다.

황사 발원지

그림 10과 같이 우리나라에 영향을 주는 황사 발원지의 넓이는 사막이 48만km^2, 황토고원이 30만km^{2}에 인근 모래땅까지 합하면 한반도 면적의 약 4배나 된다.

특히, 한반도에서 가까운 내몽골고원과 중국북동부(만주)지역에서 발원한 황사는 우리나라로 가장 빨리 이동하여 영향을 줄 수 있다.

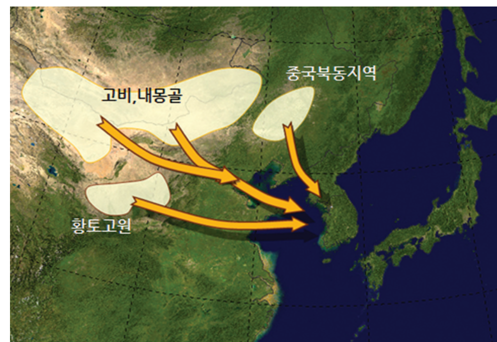


그림 10. 우리나라에 영향을 준 황사 발원지

황사 관측

국 내

기상청은 황사의 지상농도를 관측하는 부유분진측정(PM10) 관측소 28개소와 연직분포를 측정하는 라이다 4개소(백령도, 문산, 강화, 군산), 황사와 연무관측을 위한 황사 · 연무 입자계수기 8개소(백령도, 문산, 서울, 철원, 군산, 흑산도, 광주, 대구)의 관측망을 운영하고 있다.

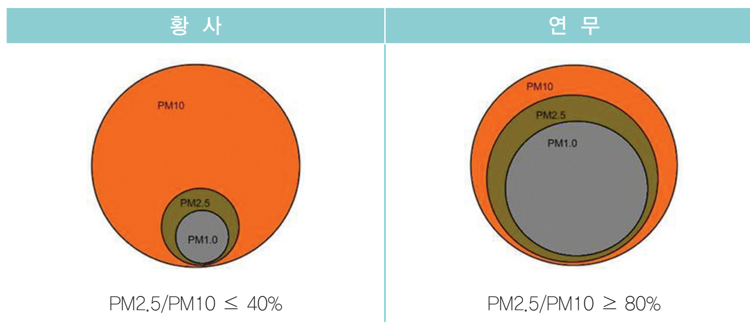
종 류	특 징
부유분진측정기(PM10)	• 탄소동위원소 c-14에서 방출되는 베타선을 이용하여 대기 중에 부유하는 입자 중 직경 10㎛ 이하인 입자의 농도(㎍/m³)를 연속적으로 측정
라이다(LIDAR)	• 대기 중으로 일정한 파장의 레이저를 발사하고 대기 중 에어러솔 등에 의해 후방 산란되는 빛을 측정하여 에어러솔의 연직분포를 연속적으로 분석할 수 있는 원격탐측 기기 • 황사의 이동 고도 및 황사 층의 두께를 측정
황사 · 연무 입자계수기	• 직경 10㎛, 2.5㎛, 1㎛ 이하 에어러솔의 농도를 동시에 연속적으로 측정 • 황사의 경우 직경 2.5㎛ 이상의 에어러솔이 증가하는 특성을 이용하여 황사를 탐지함으로써 기존 PM10 관측장비의 문제점을 보완

국 외

몽골 및 중국의 황사관측망으로서, 한 · 중 공동 황사관측소는 2005년 5개소(쥬리허, 유스, 후이민, 통랴오, 다롄), 2007년 5개소(얼렌하오터, 츠펑, 시펑, 단둥, 칭다오)를, 2007년부터 중국기상청의 황사 측정 자료 5개소(하미, 둔황, 둥성, 옌안, 우라터중치)를 활용하고 있으며, 황사감시기상탑 3개소(에르덴, 놈곤, 나이만(중국))를 설치하여 운영 중이다.

표 1. 황사입자계수기를 이용한 황사와 연무 구분방법

황 사	연 무



황 사	연 무
PM2.5/PM10 ≤ 40%	PM2.5/PM10 ≥ 80%



황사예측 및 사례분석

이번 호의 [황사예측 가이던스 & 사례분석]은 황사 분석과 예보업무에 숙지해야 될 사항을 정리하고 빗나갔던 과거 예측사례를 되짚어 보면서 미래에 발생할 황사현상에 대처할 예보관의 분석과 예보능력을 향상시키는데 목적이 있다.

현재 예보관은 황사예측모델과 위성영상, 탐지장비 등 실시간 관측 자료의 비교·분석을 통해 황사가 언제, 어디서부터 어느 정도의 농도로 이동하여 얼마 동안 우리나라에 영향을 미칠지 예측하고 있다. 우리나라에서 발생한 황사는 특징적인 일기시스템 내에서 발생하는데, 한랭전선 동쪽에 위치한 상승기류에 부양된 황사입자들이 한랭전선이 통과한 후 하강기류 내에 들면서 지표로 낙하하는 구조로서 간단하게 설명할 수 있다. 황사입자(PM10)의 주요 이동고도가 낮은 고도인 대류권 하층(850hPa)이므로, 지표냉각으로 인해 대류권 하층고도와 지표의 온도 차이가 줄어들거나 비슷해지는 야간에 탐지된 적외황사영상은 황사입자를 과소 표출할 가능성이 높고, 황사입자를 미 탐지할 가능성도 있다. 지금부터 황사 예보 업무와 관계된 예측 단계별 필수 점검 요소와 빗나간 예측 사례 분석을 통해 우리나라에서 발생한 황사의 특징과 일기시스템을 이해하고자 한다.

필수 점검 요소

1. 황사의 발원 검토

여기서 황사의 발원이란 위성영상에서 황사 발원지에 황사가 탐지된 경우를 의미하며, ①~⑤까지 나열된 요소를 모두 만족한다면, 위성영상에서 관측된 황사는 발원되었다고 볼 수 있다.

① 발원지 주변에 눈 덮인 지역(snow cover)이 있는지 조사함. 만일 눈이 덮여 있다면 위성영상의 황사분석 자료는 오류일 가능성이 높음

② 황사발원지의 해발고도는 대부분 1.5km 이상으로서, 850hPa 일기도는 황사발원지의 지표층이라 할 수 있음. 따라서, 지표 상태가 얼지 않고 건조한 상태가 되어야 하므로 850hPa 일기도에서 기온은 0℃보다 높아야 함(보통 5℃이상 지역). 그렇지만 겨울철의 경우 발원지의 토양이 말라 있어서 0℃이하에서도 황사의 발원이 가능함

③ 그림 1과 같이 850hPa 일기도에서 등온선이 북쪽으로 상승하는 형태(warm ridge)를 보여야 함. 이 때, 700hPa의 기온도 보통 0℃ 이상이면서 패턴도 850hPa 일기도와 비슷함

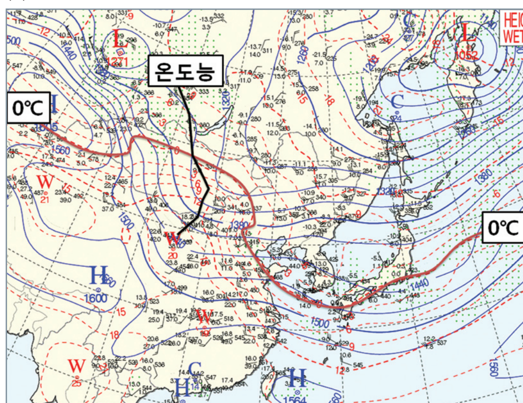
④ 발원지 부근에 황사가 반드시 관측되어야 함. 한·중 황사관측망 외에도 황사일기도[1]에서 황사가 관측되었는지 확인해야 함. 관측이 되지 않았다면 탐지오류일 가능성이 존재하기 때문임

⑤ 황사모델의 예측장도 황사발원지에 황사가 모의되어야 함

---

1) 우리가 늘 보는 지상일기도(그림2 a)에서 표출하는 관측지점은 제한되어 있다. (c)와 같이 모든 관측소의 관측값이 표출되지 않고, 관측의 정확도 등이 고려되어 일관성 있는 관측이 이루어지는 지점들만 표출한다. 황사일기도 (b)는 황사와 연무만을 대상으로 관측소의 질과 상관없이 현상이 관측된 지점들을 모두 표출한다. 황사일기도에서 노란색으로 채색된 지역은 주요 황사발원지를 의미한다.

(a) 850hPa



(b) 700hPa

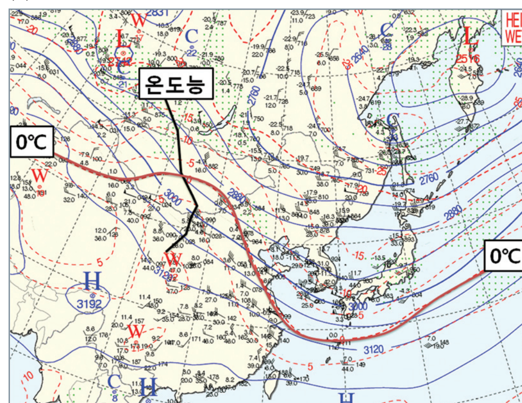
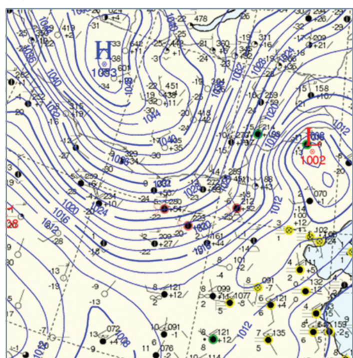
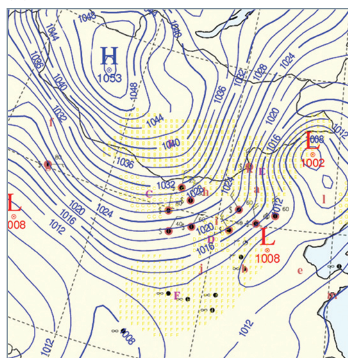


그림 1. 황사발원시(2010년 3월 18일 21시)의 850hPa, 700hPa 일기도

(a) 3시간 간격 지상일기도



(b) 3시간 간격 황사일기도



(c) 몽골주변 관측소

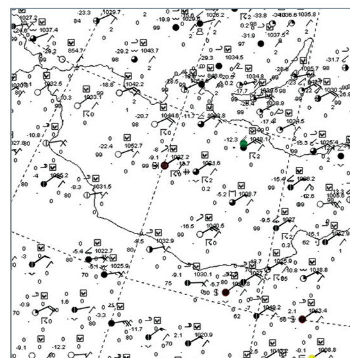


그림 2. 2013년 2월 28일 09시, 황사발원시 지상일기도(a), 황사일기도(b), 몽골주변 관측소(c)

2. 황사의 이동과 영향 검토

① 황사입자를 공중에 부양하여 이동시키기 위해서는 발달한 저기압에 의한 강한 상승기류가 필요한데, 500hPa에 저기압성 와도를 가지는 V형의 발달한 기압골이나 절리저기압은 지상의 저기압과 상승기류 발달에 중요한 역할을 함

② 황사입자는 발달한 저기압의 이동경로를 따라 이동하는데, 500hPa에 최대 와도지역과 고도하강 구역의 이동방향, 700hPa 최대상승구역의 이동방향, 850hPa 24시간 최대기온하강 구역의 이동방향 등을 참고할 수 있음

③ 황사입자는 한랭전선의 이동방향과 속도에 따라 이동하는 특징이 있으며, 빠르게 이동하는 한랭전선은 부양된 황사입자를 지면으로 떨어뜨린다. 한랭전선이 통과한 지역의 특징을 잘 나타내는 850hPa의 24시간 기온 변화선도에서 기온하강이 가장 큰 지역에서 농도가 짙은 황사가 나타남

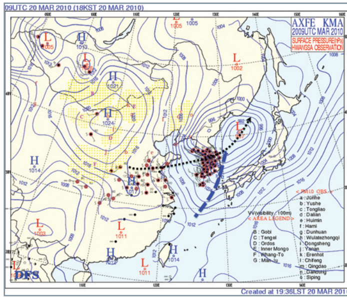
④ 일찍 발달하여 쇠퇴기에 접어든 저기압일 경우 한랭전선이 빠르게 이동하여 한랭전선 내의 하강기류가 공중의 황사입자를 모두 지면에 떨어뜨려

저기압과 한랭전선이 우리나라를 통과하더라도 황사가 나타나지 않는 경우도 있음

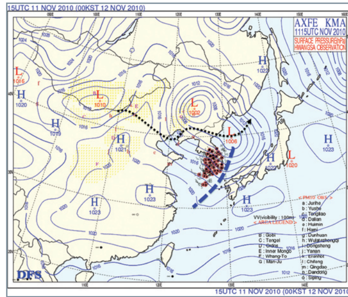
⑤ 700hPa에 상승기류가 약화되거나, 850hPa 24시간 기온 하강률이 줄어들면 황사의 강도는 약화됨

⑥ 위성영상에서 관측되는 황사는 밤에 지표냉각으로 인하여 시각적으로 낮보다 약화되는 모습을 보이므로 주의가 필요

(a) 2010년 3월 20일 18시



(b) 2010년 11월 12일 00시



(c) 2011년 5월 1일 12시

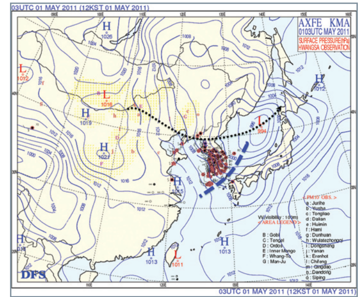


그림 3. 황사경보를 기록했던 대표적인 황사 3개 사례에 대한 지상일기도. 검은색 점선은 저기압 중심의 이동경로를 파란색 파선은 한랭전선을 의미함.

3. 황사예보시 검토 및 고려사항

1) 저기압 중심과 한랭전선 위치

① 강한 황사는 발달한 지상저기압에 동반된 한랭전선이 통과한 후, 몇 시간이 지나서 하강기류가 강해질 때(기온의 급강하와 함께) 나타남(그림 3 참조)

② 우리나라에서 주의보 수준 이상의 황사농도를 보였던 대부분의 사례들은 그림 3과 같이 지상 저기압의 중심이 북한을 지나가면서 한랭전선이 우리나라를 통과한 후 발생하였음

2) PM10 농도의 일내 변화(diurnal cycle)

① 황사의 발원부터 이동과 영향에 이르는 과정은 종관규모(저기압과 한랭전선) 시스템에 의해서 나타나지만, 지표면 일사량 변화에 따른 PM10 농도의 일내 변화도 존재 함

② Vecchi et al. (2007)과 Pernigotti et al. (2007)은 PM10 농도의 낮과 밤의 변화를 조사했는데, 그림 4와 5같이 밤이 낮보다 PM10 농도가 높았고, 이런 낮과 밤의 농도 변화는 일기시스템에 의한 PM10 농도의 일간 변화와 상관없이 나타남

③ 낮과 밤의 PM10농도 변화는 대기하층의 안정도 때문인데, 낮에는 일사에 의한 혼합층의 두께가 커져 지표의 PM10농도가 낮아지고, 밤에는 대기가 안정화되면서 지표에 PM10농도가 높아짐(Perrino et al., 2001, Sesana et al., 2003, Marcazzan et al., 2003)

④ 최근 5년간 우리나라에서 발생한 황사주의보 기준(400㎍/㎥이상)에 도달한 사례를 대상으로 매 시각 관측된 PM10 농도(그림 6)를 보면, 주로 밤에 짙은 농도의 황사가 발생하며 이른 아침과 낮에는 상대적으로 약함

⑤ 최대 발생시각은 22시로서, 이 시각대를 전후로 황사가 들어온다면, 예측보다 더 짙은 황사가 나타날 수 있음을 고려해야 함. 반대로 최소 발생시각은 아침 7시이며, 낮에도 황사 발생빈도가 밤에 비해 현저히 낮음. 특히 경보권(PM10 800㎍/㎥이상)에 든 횟수는 밤이 낮에 비해 3배 이상 많았음

⑥ Andrea et al. (2007)은 하루 내에서 변화하는 PM10 최대농도 발생시각을 19~24시 사이, 최소농도 발생시각을 이른 아침부터 오후까지로 제시하였으며, 우리나라에서 관측된 결과와 비슷함

⑦ 흑산도 등 우리나라 서쪽에 위치한 관측소에서 낮에 낮은 농도의 황사가 관측된 후 밤에 거제도, 부산 등 우리나라 동쪽에 위치한 관측소에서 짙은 황사농도의 황사가 발생할 수 있음을 주의해야 함

3) PM10 농도의 급격한 증가

① 주의보 수준(400㎍/㎥이상) 이상의 황사는 서서히 유입되지 않으며, 급격한 황사농도 증가와 함께 몇 시간 내 최댓값을 기록함(그림 7 참조)

② 그림 7과 같이 짙은 농도의 황사일 경우 주의보와 경보수준에 도달하는데 몇 분의 시간이 걸리지 않으므로, 사전에 주의보나 경보 수준의 황사를 예측해야 함

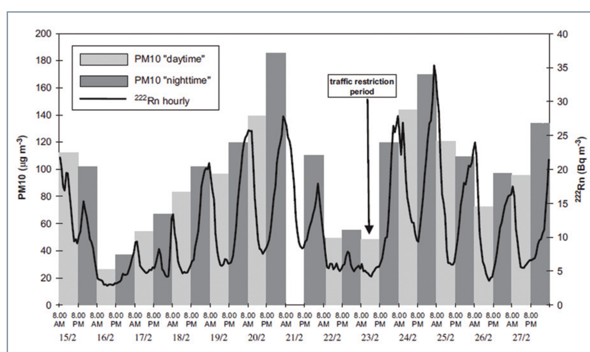


그림 4. 2003년 2월 15~27일간 이탈리아 Milan에서 관측한 PM10농도의 일변화. 밝은 회색은 낮 시간, 어두운 회색은 밤 시간 관측 값을 의미함(Vecchi et al. 2007).

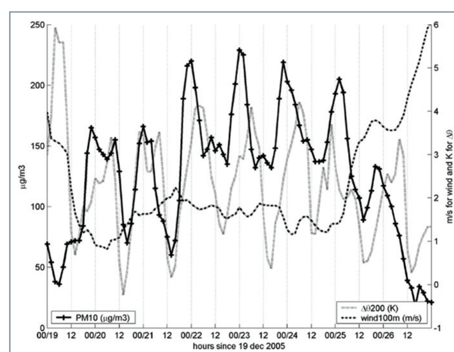


그림 5. 2005년 12월 19~26일간 이탈리아 북부 지역에서 관측한 PM10 농도변화(검은색). 점선은 200hPa 기온변화를, 파선은 풍속을 의미함(Pernigotti et al. 2007)

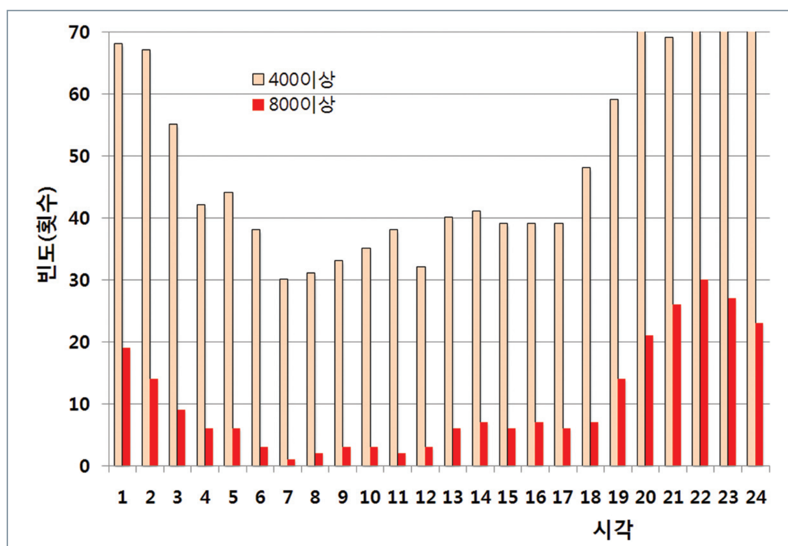


그림 6. 최근 5년(2008~2012)간 29개 황사 관측지점에서 발생한 PM10 농도 400㎍/㎥이상의 사례를 대상으로 황사의 시간대별 발생빈도를 보여주는 그래프. 붉은색은 800㎍/㎥이상 사례를 의미함. 총 5년간 황사주의보 기준 이상의 황사가 관측된 일수는 34일 이었음.

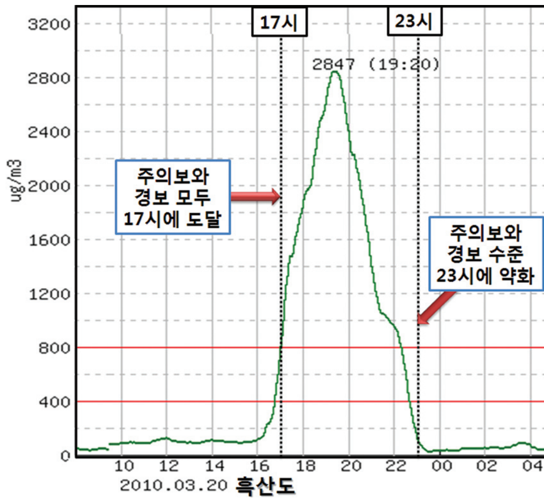


그림 7. 역대 최대 황사 PM10 농도를 기록한 2010년 3월 20일 황사 사례. 흑산도에서 19시 20분 PM10 농도 2847㎍/㎥을 기록함. 주의보 수준의 농도 PM10 농도(400㎍/㎥) 지속시간은 약 6시간이었음.

4) 동쪽으로 이동할수록 옅어지는 황사농도

① 중국의 황사 관측값을 반드시 확인해야 하며, 우리나라는 중국에서 기록된 최대 PM10 농도를 넘어선 경우가 드묾

② 이는 발원지에서 공중에 부양된 황사입자가 한랭전선이 통과한 후 강한 하강기류를 만나서 지상으로 떨어지기 때문에(그림 8 참조), 빠르게 동쪽으로 이동하는 한랭전선에 의해 공중에 부양된 황사입자량은 점차 줄어듦

③ 황사농도의 일내변화를 고려해야 하지만, 비슷한 시각에 황사입자가 유입된다면 우리나라는 서쪽에 위치한 중국 관측소에서 측정된 황사농도의 최댓값을 넘어서기 어려움

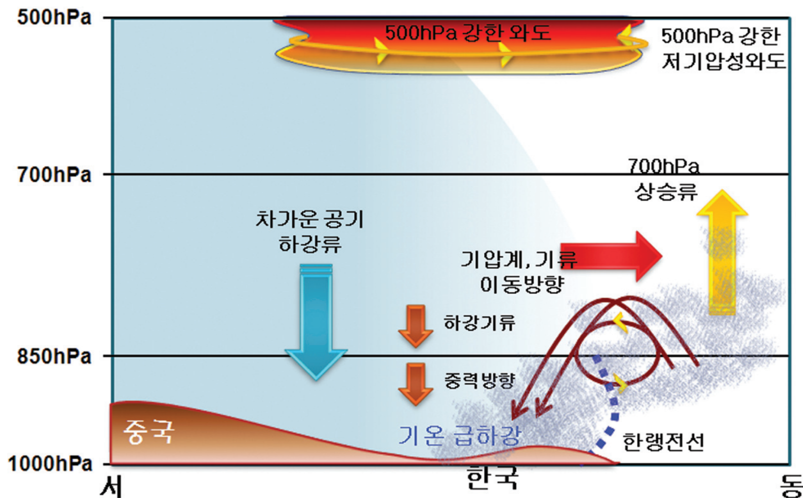


그림 8. 한랭전선과 함께 동쪽으로 이동 중인 황사입자와 하강기류에 의해 우리나라에서 발생하는 황사 모식도

황사사례분석

1. 황사예측 없이 관측된 경우

– 황사의 발원부터 영향까지의 모든 과정을 만족했던 겨울철 황사 2010년 1월 25일

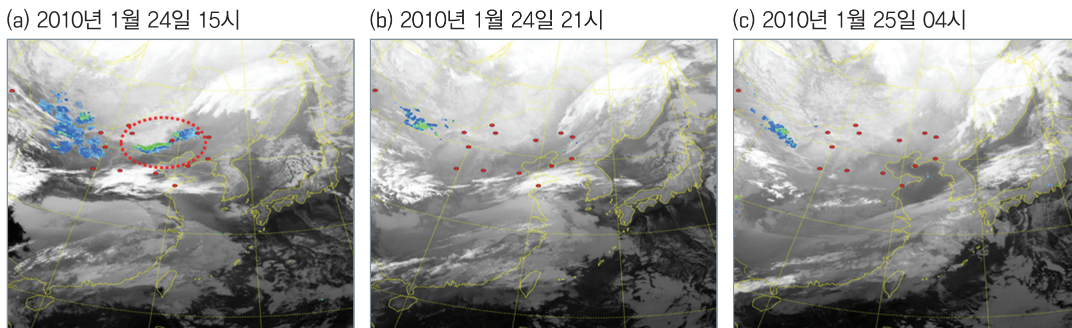


그림 9. 2010년 1월 24~25일 MTSAT-1R 황사영상

2010년 1월 24일 발표한 25일 예보(내일 날씨)에 황사에 대한 언급이 없었으나 25일 새벽부터 서해안을 중심으로 황사가 관측되었으며, 오전 11시에 서울에 PM10 농도가 354㎍/㎥를 기록하였다. 그림 9와 같이 위성영상에서 쥬리허 부근에서 위치한 황사가 점차 약화되면서 사라지는 모습을 보였고, 황사 모델 예상장(RDAPS-ADAM)에서도 중국내륙에서 황사가 모두 소멸하는 것으로 모의하였다.

그렇지만, 그림 10의 관측 자료를 보면 내몽골 고원에 위치한 쥬리허(그림 11 참고)에서 2010년 1월 24일 새벽에서 오전사이 400㎍/㎥이상의 PM10 농도가 관측되었다. 그리고 약 반나절 후인 1월 25일 새벽, 압록강 근처에 위치한 단둥에서 400㎍/㎥이상의 황사가 관측되었다. 우리나라에서는 비록 400㎍/㎥이상의 농도를 보이지는 않았지만 1월 25일 9시 강화에 351, 11시 서울은 354㎍/㎥의 PM10 농도를 보였다.

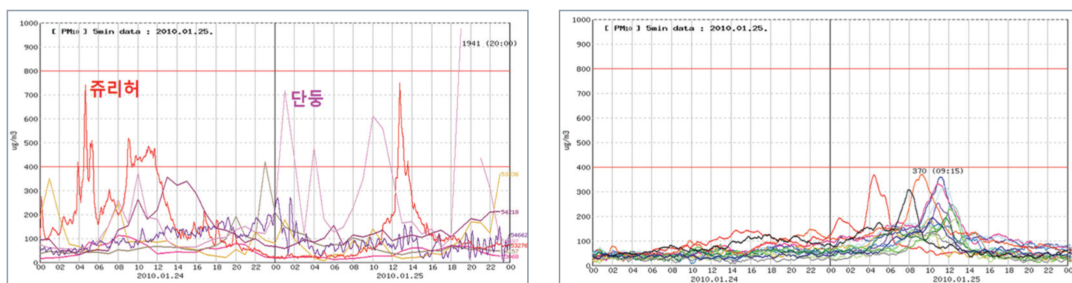


그림 10. 2010년 1월 24~25일 중국 관측망(쥬리허, 단둥(좌))과 우리나라에서 관측된(우) PM10 농도

겨울철에 어떻게 우리나라에 황사가 나타났을까?

그림 12와 같이 2010년 1월 25일 한랭전선이 통과하면서 서울을 중심으로 우리나라의 서쪽 대부분 지방에서 황사가 관측되었다. 지상일기도를 보면 저기압 중심은 우리나라 북쪽을 통과한 후 동해상에 위치하고, 한랭전선이 우리나라를 지나가면서 강한 북서풍과 함께 발생한 전형적인 황사 패턴임을 알 수 있다. 계절적으로 가장 추운 겨울이라 황사발원지에서 황사가 발생하기 힘든 조건이었지만, 황사발원지에 눈이 덮여 있지 않으면서 습기가 없는 마른 지표에서는 영하의 온도에서도 황사가 발원할 수 있음을 보여준 이례적인 사례

였다. 그림 13은 1월 24일 09시와 하루 후인 25일 09시 보조분석도를 보여준다. 내몽골고원에 위치한 쥬리허에서 황사가 관측된 시각과 비슷한 (a)24일 09시에 발달하는 500hPa의 상층기압골이 몽골서쪽에 위치하고, 그 동쪽으로 700hPa에 강한 상승구역이 남북으로 넓게 분포하고 있다.

우리나라에 황사가 관측되기 시작한 2010년 1월 25일 09시에 500hPa 고도에서 최대 고도하강구역이 연해주에 위치하고, 북한과 서해상에 넓게 고도하강역이 위치한다. 이는 상층기압골이 발달하면서 남동진 하였음을 의미한다. 또한, 850hPa에 기온하강구역의 중심도 500hPa의 고도하강구역과 비슷한 형태로 위치한다. 500hPa의 고도하강구역과 850hPa의 기온하강구역이 발달하거나 세력을 유지하면서 동쪽으로 이동하고 하강구역의 동쪽에 700hPa에 상승운동 구역이 위치하고 있기 때문에 발원한 황사가 우리나라 상공으로 유입될 수 있었고 한랭전선 통과 후 하강기류와 함께 황사가 우리나라에 떨어진 경우다.



그림 11. 황사 관측망

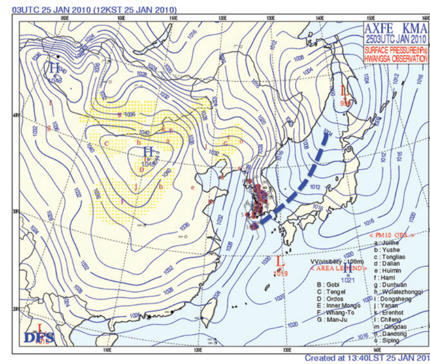
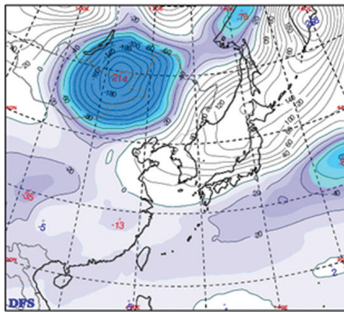
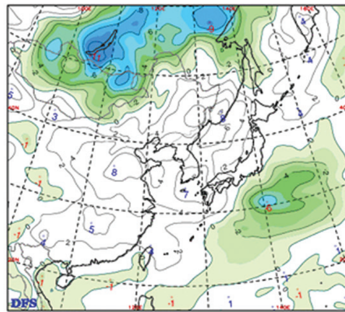


그림 12. 2010년 1월 25일 12시 지상(황사)일기도

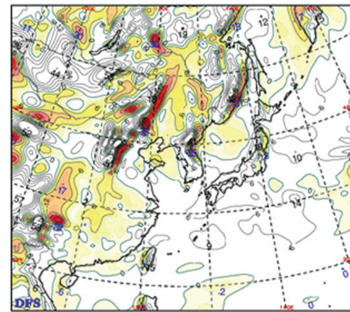
(a) 2010년 1월 24일 09시



500hPa 24시간 고도변화

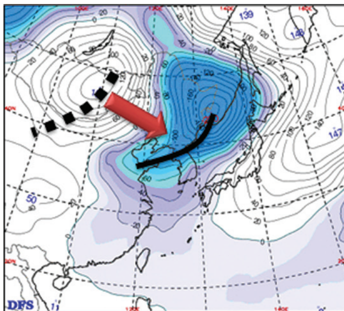


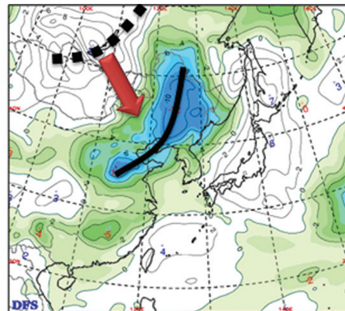
850hPa 24시간 기온변화



700hPa 상승속도

(b) 2010년 1월 25일 09시





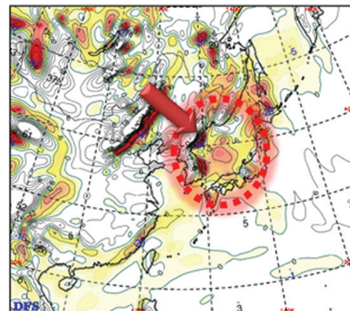


그림 13. 2010년 1월 24일 09시와 하루 뒤인 1월 25일 09시의 보조선도 변화

[시사점 및 요약]

① 비록 주의보 수준의 황사 농도에 도달하지는 못했지만, 황사발원지의 표면이 영하의 온도(850hPa 0℃ 이하)라 할지라도 겨울에 황사가 발원할 수 있었음을 보여주는 사례임

② 황사일기도 및 여러 관측망을 통해 1개 지점이라도 황사가 관측되었다면 우리나라에 황사가 유입될 가능성에 대한 일기분석이 필요함

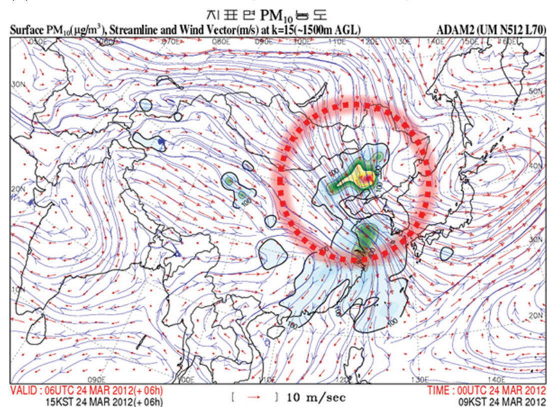
③ 황사먼지 입자의 이동고도가 하층대기에 위치하므로 야간에 지표가 냉각되거나 중상층운이 덮일 경우 시각적으로 위성영상에서 황사의 시그널이 약화되거나 사라질 수 있음

④ 황사발원과 이동, 영향과 관계된 대기흐름의 이해와 일기분석의 중요성을 되새겨 볼 수 있었던 사례임

2. 황사 예보를 했지만 관측이 안 된 경우

a) 하강기류만으로 발원지에서 우리나라로 이동할 수 없었던 황사 – 2012년 3월 25일

(a) 2012년 3월 24일 09시생산된 15시 예측장



(b) 2012년 3월 24일 15시 위성영상

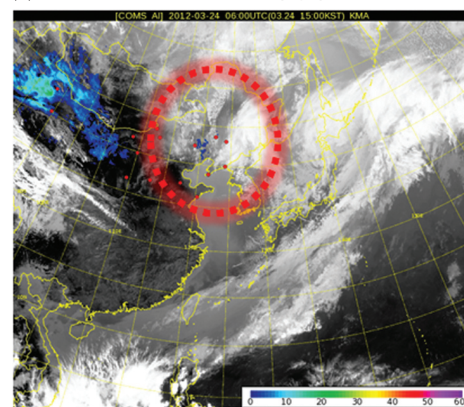


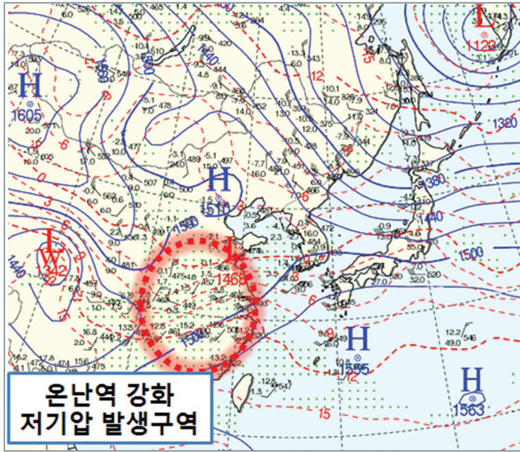
그림 14. 2012년 3월 24일 15시 기준의 황사단기예측모델(ADAM)과 황사영상(COMS)

2012년 3월 25일 새벽에 발표한 오늘(25일)예보에 서해안 일부지방에 황사가 나타날 가능성을 언급하였으나 황사가 관측되지 않은 사례였다. 그림 14를 보면, 24일 황사예측모델과 위성영상에서 북중국 일대에 황사가 감지되었고 우리나라로 이동할 것으로 예측되었다. 특히, 그림 14(a)와 같이 황사단기예측모델의 경우 발해만 북쪽으로 강한 황사가 모의되었고 기압계의 이동과 풍계를 보면 서해상에서 우리나라로 유입될 것으로 충분히 예상할 수 있었다. 또한 비슷한 시간대에 퉁랴오에서 700㎍/㎥이상의 PM10 농도가 관측되었다.

그림 15의 850hPa 일기도를 보면, (a)3월 22일 중국 남부에서 고기압 서쪽 가장자리를 따라 남서류가 강화되었다. 남에서 북으로 따뜻한 기류가 유입되면서 남북으로 기온경도가 크게 나타났고, 이 부근으로 저기압 중심이 보인다. 이 저기압은 급격히 발달하면서 북동쪽으로 이동하여 우리나라를 통과하였는데, 이렇게 남쪽에서 북동쪽으로 이동하는 저기압에는 많은 강수가 동반되나 황사발원지를 통과하지 않으므로 황사가 나타나지 않는다. (b)2012년 3월 24일 09시에 연해주에서 부저기압(2차 저기압)이 발생하였다. 이 때, 이 저기압 주위로 그림 11과 같이 황사가 관측되었는데, 우리나라 부근은 모두 북서풍으로 하강류가 강하여

발원한 황사가 우리나라로 수송되기 어려운 패턴이다. 황사 발원지부터 우리나라까지 850hPa고도에 북서기류(하강기류의 의미로 해석 할 수 있음)만 분다면 황사입자는 공중에 부양되어 이동할 수 없으므로 우리나라에 영향을 줄 수 없다. 만약, 부저기압이 더욱 발달하여 한반도 부근에 기류가 서풍이나 남서풍의 형태로 전환되면서 상승기류가 발생한다면 황사가능성에 대한 검토가 필요하다.

(a) 22일 09시



(b) 24일 09시

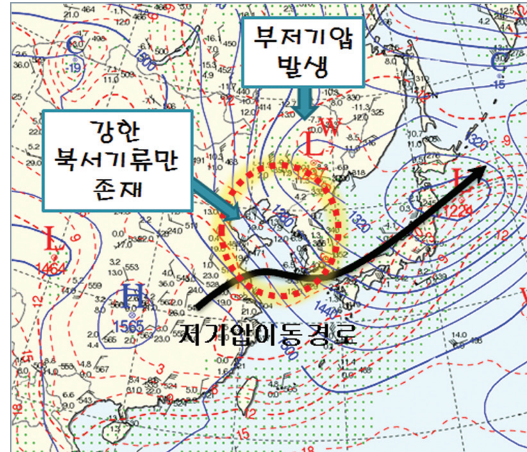


그림 15. 2012년 3월 22일 09시, 24일 09시 850hPa 일기도

[시사점 및 요약]

① 저기압이 중국 남부에서 발생 후 발달하면서 우리나라를 통과하는 경우, 황사가 발생하지 않음

② 부저기압이 중국북부에서 발생하면 황사가 발원할 수 있지만 저기압 중심의 남쪽으로 서풍 혹은 남서풍이 동반된 상승기류가 존재해야 우리나라 부근으로 황사가 유입될 수 있음

③ 한랭전선면의 우측(동쪽)에 상승기류가 존재해야 발원된 황사가 이동하여 우리나라에 영향을 줄 수 있는 기본적 원리 이해를 일깨워준 사례임

b) 한랭전선 통과가 없어 발생하지 않았던 황사 – 2011년 4월 8~10일

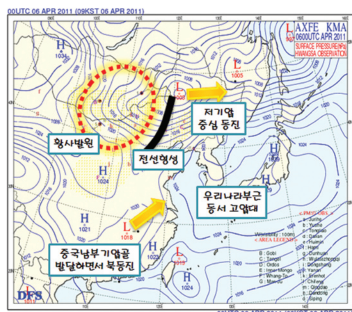
2011년 4월 6일과 7일에 발표된 예보에 5일과 6일에 걸쳐 고비사막과 내몽골에서 발원한 황사가 7일 밤에 서해5도를 시작으로 8일 전국적으로 옅은 황사로 나타날 가능성을 언급했다. 또한, 4월 8일에는 6일 고비사막과 내몽골에서 발원한 황사가 10일 우리나라에 영향을 줄 가능성을 언급했다.

그림 16은 황사가 발원한 4월 6일 9시 일기도와 우리나라에 황사가 나타날 것으로 예상했던 8일 9시 일기도를 각각 보여준다. 그림 16(a) 6일 9시 황사일기도를 보면, 한랭전선의 서쪽에 황사가 관측되었다. 그림 16(b) 500hPa 고도장에서 지상저기압의 서쪽으로 큰 폭의 고도하강이 보여 상층기압골과 합쳐지면서 저기압이 발달하고 황사입자가 수송될 수 있는 구조임을 알 수 있다. 그렇지만 이 발달하는 저기압은 우리나라로 이동하지 않고 그대로 동쪽으로 이동하였는데, 48시간 후인 8일 9시인 그림 16(d) 황사일기도를 보면 몽골 동쪽에 위치했던 저기압 중심이 동쪽으로 이동하여 사할린섬 부근으로 이동하였다. 저기압에 동반된 한랭전선도 동쪽으로만 이동하여 동해 북부해상에 위치하였다. 반면, 중국남부에 위치했던 기압골은 점차 발달하여 우리나라를 통과하여 동해남부해상에 중심이 보인다. 그림 16의 결과를 보면, 우리나라는 고비사막과 내몽골고원에서 발원한 황사를 수송하는 저기압(우리나라 북쪽)의 영향을 받지 않았음을 알

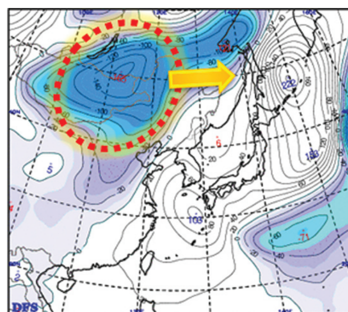
수 있다. 오히려, 황사발원지와 관련없는 중국남부에서 발달하는 기압골의 영향을 받았다고 할 수 있다. 따라서, 한랭전선이 통과해야 공중에 부양된 황사입자가 지표로 떨어질 수 있는데, 이번 사례에서는 한랭전선의 통과가 없었기 때문에 황사현상이 나타나지 않았다. 850hPa 24시간 기온변화선도인 그림 16(c)와 그림 16(f)를 보면, 기온하강구역이 중국북부에서 연해주 부근을 통과하였음을 확인할 수 있다. 우리나라는 남쪽(중국남부)에서 접근하는 기압골의 영향을 받아 기온 하강률이 크지 않았음을 알 수 있다. 4월 10일 황사가 나타나지 않았던 이유도 저기압 중심과 한랭전선이 만주쪽으로 통과하였기 때문이다.

2011년 4월 6일 9시

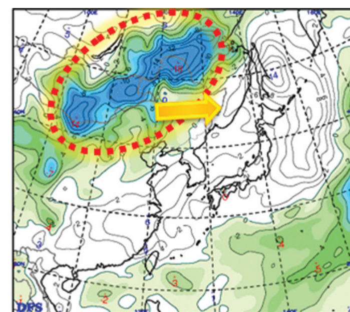
(a) 황사일기도



(b) 500hPa 24시간 고도변화

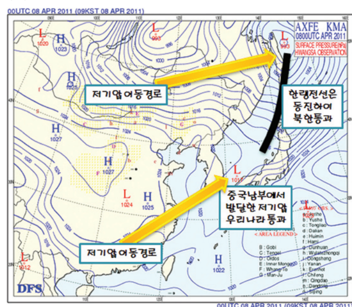


(c) 850hPa 24시간 기온변화

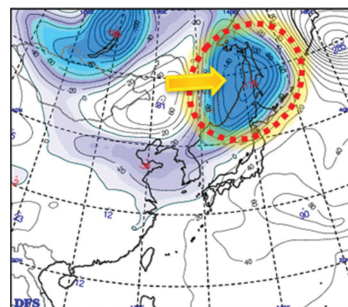


2011년 4월 8일 9시

(d) 황사일기도



(e) 500hPa 24시간 고도변화



(f) 850hPa 24시간 기온변화

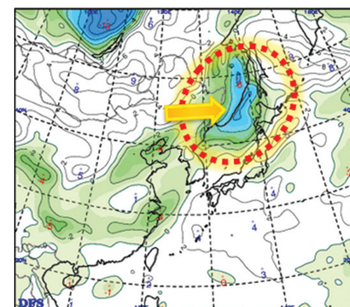


그림 16. 황사가 발원한 2011년 4월 6일 9시 일기도(a~c)와 2일 후인 8일 9시 일기도(d~f).

[시사점 및 요약]

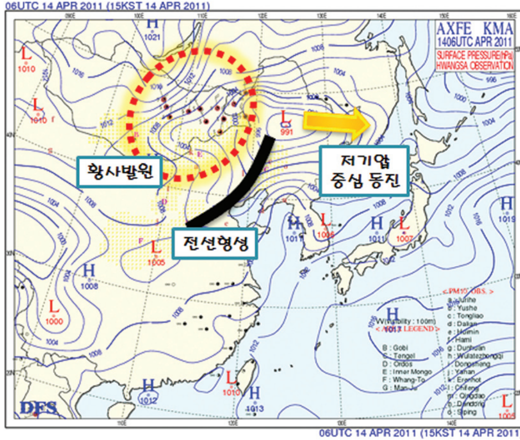
① 이번 사례는 북쪽 기압골(한랭전선)의 영향을 받지 않고 남쪽 기압골의 영향을 받은 사례로서, 저기압과 한랭전선의 이동경로 파악의 중요성을 보여주었음

② 상층기압골과 동반된 지상과 하층대기(850hPa)의 한랭전선이 우리나라를 통과하지 않으면 황사가 발생하기 어려움. 이번 사례의 경우 발원한 황사는 발달하는 저기압에 동반되어 중국북부와 연해주 지방으로 황사입자가 수송되었음

③ 예측장에서 보여지는 기압골은 마치 우리나라에 한랭전선이 통과하는 것으로 착각할 수 있는 형태로 나타날 수 있음. 왜냐하면, 중국남부에서 발달하면서 북동진하여 우리나라를 통과하는 기압골이 북쪽의 기압골과 합쳐질 경우 하나의 기압골로 보이기 때문임. 따라서, 어느 한 시점의 일기도 분석이 아닌, 과거 일기도의 분석과 기류의 흐름 예측을 통한 시스템의 이동경로 파악이 중요함

3. 황사 예보지역과 다른 지역에서 관측 된 경우
– 낮에 떠있던 황사가 밤에 관측(2011년 4월 15~16일)

(a) 2011년 4월 14일 15시



(b) 2011년 4월 15일 21시

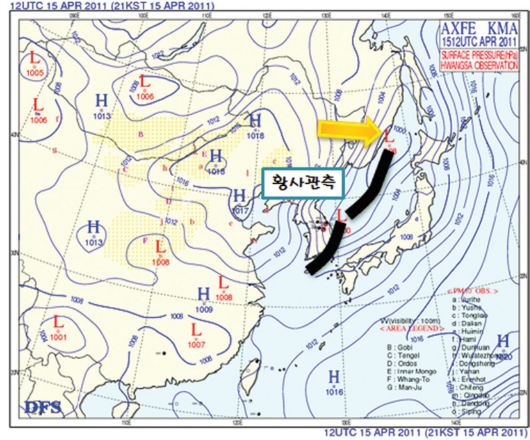


그림 17. 황사 발원단계(a)와 관측(b)된 시각의 황사일기도

2011년 4월 15일 몽골에서 발원한 황사입자에 의해 15~16일에 중서부지방으로 옅은 농도의 황사가 발생할 것으로 예상하였으나, 15일 밤부터 16일 새벽사이에 동해안 지방에 옅은 농도의 황사가 발생하였다. 최고 PM10 농도는 영월에서 15일 밤 9시경 214, 대구에서 16일 새벽 1시경 176을 기록하였다.

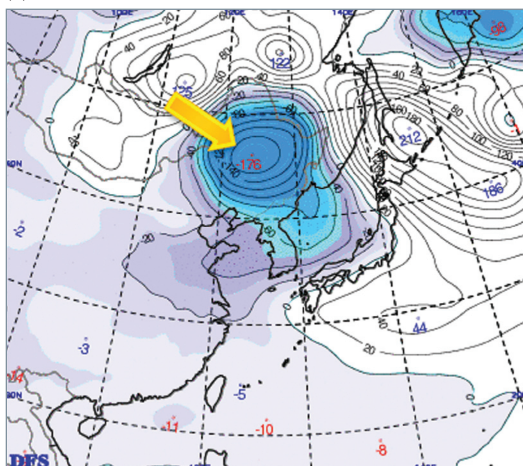
그림 17(a) 4월 14일 15시 황사일기도를 보면 몽골 동쪽에 넓은 지역에 걸쳐 황사가 관측되었다. 그림 17(b) 15일 21시의 황사일기도처럼 황사가 연해주 부근 동해북부해상에 위치한 것을 볼 수 있다. 이 저기압 중심의 남쪽에 위치한 한랭전선은 저기압 중심의 이동방향보다 다소 남쪽으로 이동하였는데, 그림 17(a)와 같이 4월 14일 15시에 발해만 부근에 위치하던 한랭전선이 남동쪽으로 이동하여 그림 17(b)의 4월 15일 21시에 우리나라를 통과하여 동해상부터 제주도 부근의 남해상까지 위치한 것이 보인다. 그림 18의 24시간 500hPa 고도변화와 24시간 850hPa 기온변화를 살펴보면, 15일 500hPa 고도변화 중심과 850hPa 기온변화 중심이 중국북부에서 남동쪽으로 이동하여 24시간 후인 16일에 동해상에 그 중심이 위치한 것을 볼 수 있다. 따라서, 중국북부에 위치한 한랭전선은 남동쪽으로 이동하여 우리나라를 통과한 후 동해상으로 지나갔다고 볼 수 있다.

중부지방에 황사가 발생하지 않고 야간에 동해안으로 황사가 나타난 원인은 크게 2가지로 요약할 수 있다. 첫째, 한랭전선의 이동방향이 서에서 동쪽으로의 이동이 아니고 북서에서 남동쪽으로 이동함에 따라 황사 입자의 주 이동 경로가 서해상과 우리나라 서쪽 지방이 아닌 북한을 통과한 후 동해안으로 이동했을 경우다. 그렇지만 황사가 우리나라의 영동지방만 나타난 것이 아니고, 영동지방의 남서쪽에 위치한 대구 등 영남지방에도 나타났기 때문에 한랭전선의 이동방향만으로 설명하기는 어렵다. 둘째, PM10 농도의 일내 변화 주기일 가능성이 높다. 앞서 소개한 바와 같이 해외에서 연구한 PM10 농도의 일변화 주기에서 낮 시간에 비해 밤에 PM10 농도가 높다. 일별 PM10 농도의 변화와 관계없이 일내 변화 주기가 존재하는데, PM10 농도가 평상시보다 높거나 낮은 날에도 낮보다 밤에 농도가 짙게 나타난다. 그림 19는 우리나라 서쪽에 위치한 백령도와 동쪽에 위치한 영월에서 관측된 PM10 그래프이다. 지상일기도 분석과 관측소의 바람변화(북서풍으로 바뀌는 시점)를 참고하여 한랭전선 통과시간을 정하였는데, 백령도는 15일 13시에

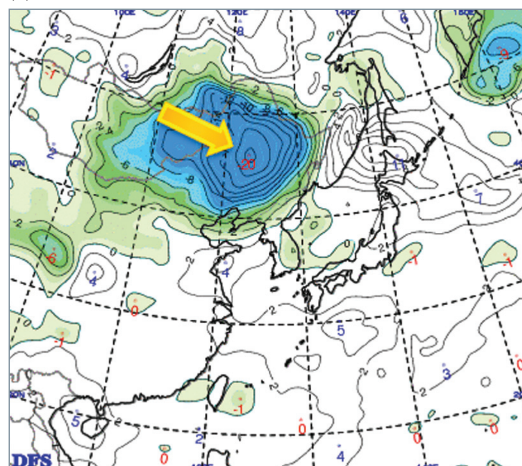
한랭전선이 통과하였고, 영월은 이보다 5시간 늦은 18시에 통과한 것으로 분석하였다. 13시 이후에 백령도에서는 PM10 농도의 뚜렷한 변화(급격한 증가)없이 일몰 후 꾸준히 농도가 증가하는 그래프를 볼 수 있다. 반면, 영월은 한랭전선 통과 후 약 2시간 후인 20시에 이전과 달리 급격히 증가하는 모습이 보인다. 특히, 최댓값을 기록한 21시경은 PM10 일내 변화 주기를 다루었던 연구에서 제시한 농도가 가장 짙게 나타나는 시간과 비슷한 시간이었다. 그림 6에서 제시한 우리나라의 결과와도 최대 농도가 나타난 시간대가 비슷하다. 낮 시간대는 지표부근의 일사에 의해 하층의 대기가 불안정해지면서 두꺼운 혼합층으로 인하여 황사입자의 지면 낙하를 방해하나 일몰 후 지표 냉각으로 하강기류가 강해지고 대기가 안정화되므로 황사입자의 지면 낙하량이 증가하기 때문이다. 이번 사례의 경우 옅은 농도의 황사입자가 우리나라 상공으로 이동해 왔으므로, 일내 변화주기에 의해 우리나라의 서쪽지방으로 황사현상이 발생하지 않았을 가능성이 있다.

2011년 4월 15일 9시

(a) 500hPa 24시간 고도변화

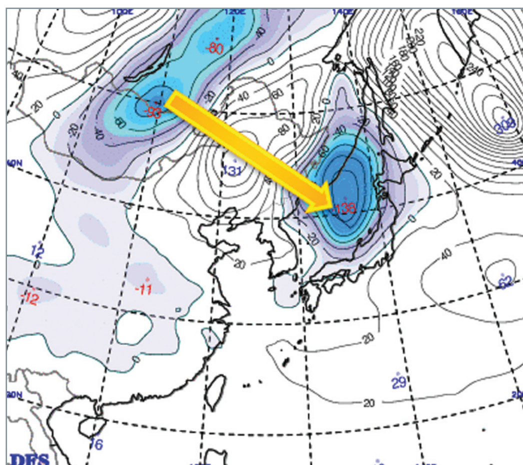


(b) 850hPa 24시간 기온변화



2011년 4월 16일 9시

(c) 500hPa 24시간 고도변화



(d) 850hPa 24시간 기온변화

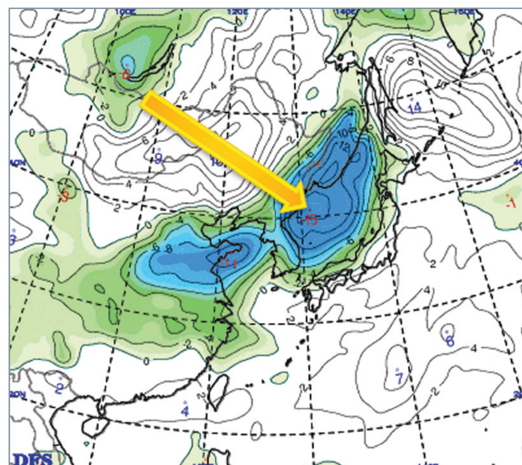


그림 18. 황사가 이동과 우리나라에 영향을 미쳤던 2011년 4월 15일 9시(a, b), 16일 9시(c, d) 500hPa 24시간 고도변화, 850hPa 24시간 기온변화도

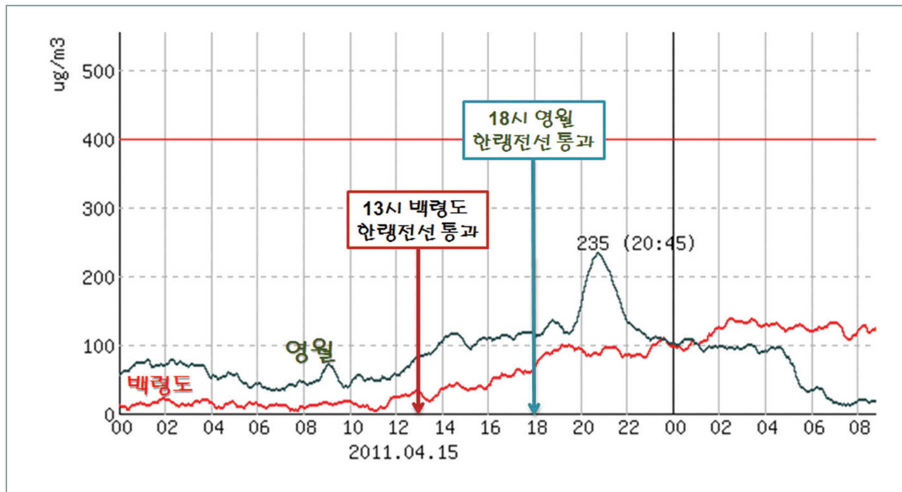


그림 19. 영월과 백령도의 2011년 4월 15~16일 PM10 농도 변화
(한랭전선 통과 시각은 지상일기도 패턴과 바람이 북서풍으로 교체되는 시각을 참고하여 설정)

[시사점 및 요약]

① 옅은 농도의 황사 발생 가능성을 예측한 이번사례에서, 한랭전선의 이동방향과 PM10 농도의 일내 변화 주기를 고려한다면, 낮에 중부지방보다 밤에 동쪽 지방으로 황사 발생 가능성이 높았음

② 분석결과 옅은 황사가 예상된다면, 일내 변화 주기를 고려한 황사예보가 바람직함

[참고문헌]

기상청, 2011: 위성을 이용한 황사분석, 천리안위성 기상산출물 활용 가이드. 국가위성센터 위성분석팀.

기상청, 2011: 황사(土雨, 흙비) 안내 소책자. 국립기상연구소.

기상청, 2012: 2012년도 황사예보 가이던스. 국립기상연구소 황사연구과(예보국 지경노 발표과제, 2012. 3. 5)

기상청, 2012: 황사해외모니터(아르고스). 국립기상연구소 황사연구과

기상청, 2013: 2013년 황사예보 가이던스. 국립기상연구소 황사연구과(예보국 지경노 발표과제, 2013. 2. 26)

기상청, 2013: 황사사례분석(2011.4.15~16) 총괄예보관2 (예보국 지경노 발표과제, 2013. 3. 5)

기상청, 2013: 황사사례분석(2012.3.29~4.1) 총괄예보관3 (예보국 지경노 발표과제, 2013. 3. 6)

기상청, 2013: 황사사례분석(2011.3.19~22) 총괄예보관1 (예보국 지경노 발표과제, 2013. 3. 7)

기상청, 2013: 황사사례분석(2011.4.6~9) 총괄예보관4 (예보국 지경노 발표과제, 2013. 3. 8)

정관영, 박순웅, 1995: 한반도로 수송되는 황사의 종관적 특징. *한국기상학회지*, 31(1), 45–63.

Andrea. R., P. Denise, F. Massimo E., S. Maria, and B. Alessandro, 2007: Documentation of the diurnal cycle of PM10 concentration for the urban site of venice-mestre. The 6th international conference on urban air quality.

Chun. Y., H.-K. Cho, H.-S. Chung, and M. Lee, 2008: Historical records of Asian dust (Hwangsa) in Korea. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 89, 823?.827.

Kang. J.-Y., Y. T. Tanaka, M. Mikami, and S.-C. Yoon, 2013: A numerical study of the effect of frozen soil on dust emission during an East Asan dust event in December 2009. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, 49(1), 57-65.

Kim. S.-B., K. Yumimoto, I. Uno, and Y. Chun, 2011: Dust model Intercomparison between ADAM and CFORS/Dust for Asian dust case in 2007 (March 28 -. April 3) *SOLA*, 7A, 25-28.

Marcazzan. G. M., E. Caprioli, G. Valli, and R. Vecchi, 2003: Temporal variation of 212Pb concentration in outdoor air of Milan and a comparison with 214Bi. Journal of Environmental Radioactivity, 65, 77?.90.

Park. S.-U., A. Choe, E.-H. Lee, M.-S. Park, and X. Song, 2010: The Asian dust aerosol model 2 (ADAM2) with the use of normalized difference vegetation index (NDVI) obtained from the Spot4/vegetation data. *Theor. Appl. Climatol.*, 101, 1-2, 191-208.

Park. S.-U., and E.-H. Lee, 2004: Parameterization of Asian dust(Hwangsa) particle-size distributions for use in dust emission models. *Atmos. Environ.*, 38, 2155-.2162.

Pernigotti. D., A. M. Rossa, M. E. Ferrario, M. Sansone, and A. Benassi, 2007: Influence of ABL stability on the diurnal cycle of PM10 concentration: illustration of the potential of the new veneto network of MW-radiometers and SODAR. Meteorol. *Z., 2007, Fast Track Article.*

Perrino, C., A. Pietrodangelo, and A. Febo, 2001: An atmospheric stability index based on radon progeny measurements for the evaluation of primary urban pollution. Atmospheric Environment, 35, 5235-.5244.

Sesana, L., E. Caprioli., and G. M. Marcazzan, 2003: Long period study of outdoor radon concentration in Milan and correlation between its temporal variations and dispersion properties of atmosphere. Journal of Environmental Radioactivity, 65, 147?.160.

Vecchi. R., G. Marcazzan, and G. Valli, 2007: A study on nighttime-daytime PM10 concentration and elemental composition in relation to atmospheric dispersion in the urban area of MILAN(Italy). Atmospheric Environment, 41, 2136-2144.



우박분석 및 판단

우박사례의 주요 특성

우박은 지면 가열에 의해 불안정해진 대기에서 발생하는 것 보다 대기 중·상층 고도의 찬 공기의 이류에 의한 기층 불안정으로 발생하며, 강풍이 동반된 강한 연직바람시어는 활발한 상승·하강운동을 만들어 우박을 성장시킨다(Fedchenko 1992, Billet et. al. 1997, Deese 2002). 따라서, 우박 분석과 예측을 위해서는 하층대기의 높은 기온의 영향이 큰 불안정지수 (SSI, KI, LI 등)를 이용하는 것보다 중·상층 대기구조의 이해가 우선되어야 한다.

우리나라에서 발생한 우박의 분석 및 판단을 위해 우선, 최근 10년간(2001~2010년) 관측된 총 50개의 우박사례를 이용해 3가지 유형으로 구분 하였다.

첫째, 한랭전선형은 전선 통과 시 나타나는 수평 및 연직방향의 큰 기온 차이와 강한 연직 바람시어로 발생하는 유형으로써, 주로 해안 및 산악지역에서 나타난다(Vivekanandan et al. 1993).

둘째, 중·상층 찬 공기 이류형은 500~300hPa 고도에 찬 공기의 이류로 인해 불안정한 대기가 만들어져 발생하며(Smith and Yau 1987, 1993), 상·하층 대기 간에 습도분포의 차이도 중요하다(Deng et al. 1989, Chen et al. 1990). 우리나라에서는 장마가 시작되기 전 5~6월 내륙과 산악지역에서 주로 많이 관측된다.

셋째, 권계면 접힘형은 매우 찬 공기의 침강으로 대류권계면고도가 500hPa 부근 고도에 위치할 때 발생하는 유형이다. 500hPa 일기도에서 한기핵을 가진 절리저기압(cut-off low) 내부에서 나타나며, 지상에서 500hPa까지 포화된 상태에서 불안정한 대기구조를 보인다(Rasmussen 1985, Shapiro et al. 1987, Fett et al. 1993).

〈기초탄탄 코너〉 우박이란?

우박이란, 눈의 결정 주위에 차가운 물방울이 얼어붙어 떨어지는 얼음덩어리로 투명하거나 불투명한 얼음층이 번갈아 싸고 있다. 일반적으로 우박은 연직으로 바람시어가 강한 조건에서 수적이 강한 상승류를 따라 빙결고도이상으로 상승했다가 다시 하강하는 과정을 반복하면서 성장하게 되고, 그 무게를 이기지 못할 만큼 커지면 지상으로 낙하한다. 일반적으로 상층과 하층의 기온차가 많이 나는 봄과 가을에 주로 발생한다.

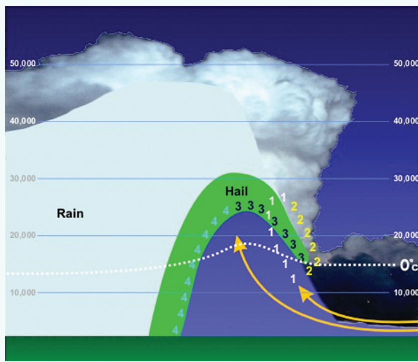


그림 1. 우박생성 구름내부 모식도(출처 : NOAA 홈페이지)

그림 1은 우박 생성 모식도로써 푸른색 영역은 약한 에코 지역(weak echo region : WER), 흰색 점선은 온도 0도 선이 지나는 빙결고도이며 ①부터 ④까지의 과정을 거치게 된다.

① 우박핵이 상승기류에 의해 상층으로 이동하고, 다른 작은 우박 알갱이와 과냉각 빗방울이 충돌하면서 크기가 커지기 시작한다.

② 때때로, 우박이 주요 상승기류(노란색 화살표)를 벗어나 땅으로 떨어지기도 한다.

③ 상승기류가 매우 강하면, 우박은 다시 구름속으로 들어가 점점 더 성장하게 되고, 그 과정을 몇 번이나 반복한다.

④ 우박이 상승기류에 의해 더 이상 상승하지 못하면 땅으로 떨어지고 상승기류가 강할수록 더 큰 우박으로 성장한다.

우박발생 가능성 판단

우박사례의 선정 기준은 ① 우박이 관측된 관서를 기준으로 50km이내에 고층 관측소(레윈존데)가 위치하고, 우박 발생 3시간 이내에 관측된 고층 관측 자료가 있는 경우와 ② 고층관측소가 위치하고 있지 않은 경우에는 Regional Data Analysis Prediction System(RDAPS) 12시간 예측모델을 이용하여 모의된 상층 기온 자료가 있는 경우이다. 총 50개 사례가 선정되었다.

1. 500hPa 기온과 500hPa 기온에서 400hPa 기온을 뺀 기온차이의 관계

그림 2는 500hPa의 기온(x축)과 500hPa기온에서 400hPa 기온을 뺀 차(y축)로 나타낸 우박 발생 분포와 우박 직경을 보여준다. 원은 관측된 우박의 직경(cm)을 의미한다. 이 그래프에서 각 우박사례들은 500hPa에서 약 −8℃~−33℃ 사이에 넓게 분포하는 반면, 500−400hPa 기온차이가 10℃ 이상에서 밀집되어 있다. 우박은 대기 중층고도인 500hPa의 기온이 낮더라도 그 상층인 400hPa의 기온이 낮지 않다면 발생 확률이 낮고, 500hPa의 기온이 낮지 않더라도 상층 400hPa의 기온이 큰 차이로 낮다면 발생 확률이 높음을 의미한다. 그렇지만 여름철 발생한 사례(−8℃의 2개 사례)를 제외하고는 그림 2의 노란색 영역처럼 500hPa의 기온이 −10℃ 이하일 경우에 나타났다. 또한, 500hPa 기온이 −20℃ 보다 높은 경우에는 붉은 색 영역과 같이 500hPa과 400hPa의 기온의 차이가 12℃ 이상으로 급격하게 커져야 우박이 발생했다.

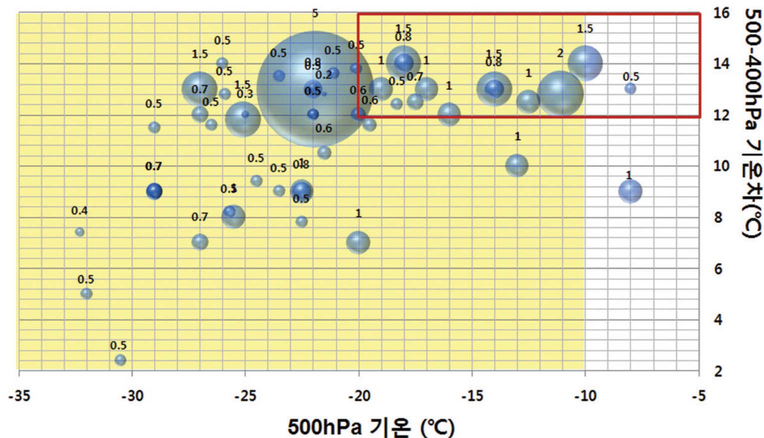


그림 2. 500hPa 기온과 500hPa 기온에서 400hPa 기온을 뺀 기온차이와의 관계를 이용한 우박 판단그래프

2. 500hPa 기온과 K-index(KI)의 관계

그림 3은 500hPa 기온(x축)과 대기의 불안정 지수를 나타내는 KI[1](y축)의 관계를 이용한 그래프이다. 일반적으로 KI 30이상은 불안정 대기를 의미하지만 그 이하의 값에서 더 많은 우박사례가 분포하며, 0 이하의 안정한 대기 구조에서도 우박이 발생한 것을 볼 수 있다. 그림 2에서 500hPa 기온이 −8℃로 비교적

1) KI지수와 뇌우강도: 25 ≤ KI 〈 30: 약, 30 ≤ KI 〈 40: 보통, 40 ≤ KI: 강 (손에 잡히는 예보기술 5월호 – 불안정지수 참고)

높은 기온에서 발생한 2개의 사례는 여름철에 발생한 사례로써 KI값이 25보다 높은 값에서 나타났다. 이 그래프를 통해 우박은 대류권 하부의 가열에 따른 불안정과는 관련이 적은 것을 알 수 있다.

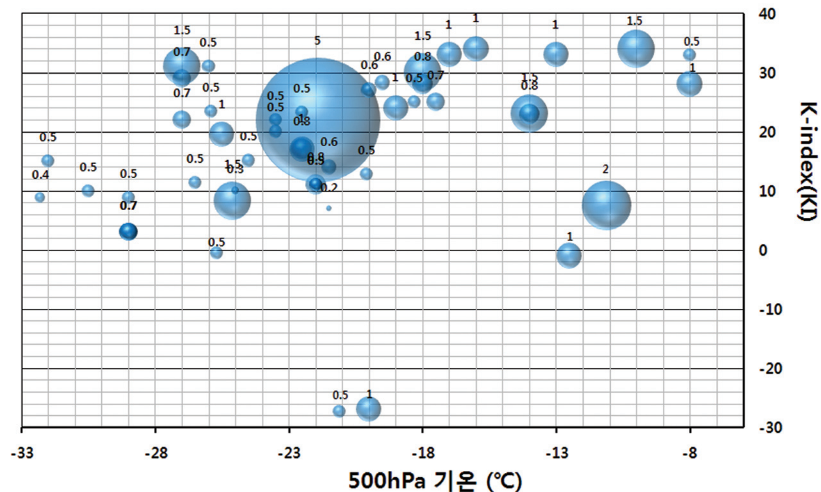


그림 3. 500hPa 기온과 KI와의 관계를 이용하여 나타낸 우박 판단그래프

3. 우박발생 가능성 판단 그래프

앞에서 제시한 두 개의 그래프에서 분포된 우박사례 분석을 통해 그림 4와 같이 요약하여 우박 발생 가능성을 가늠해 볼 수 있다. 그림 4에서 제시하는 우박 발생 가능 구역은 50개의 사례 중 46개(약90%)의 사례가 포함 된 영역이고, 우박 발생확률이 높은 붉은색 구역은 총 50개의 사례 중 28개의 사례 (약60%)가 밀집된 구역이다. 여름철 발생한 우박은 500hPa의 기온이 영하 8℃내외로 하층과 중·상층 대기 사이의 불안정으로 인해 발생하였다.

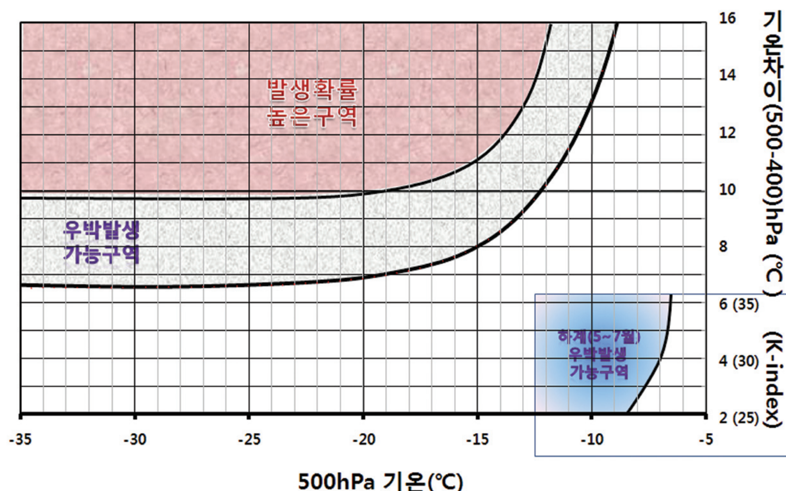


그림 4. 500hPa 기온과 500–400hPa 기온 차이의 관계를 이용한 우박 발생 가능성 판단그래프

유형별 우박사례 분석

1. 한랭전선형(2006년 11월 5일, 수원)

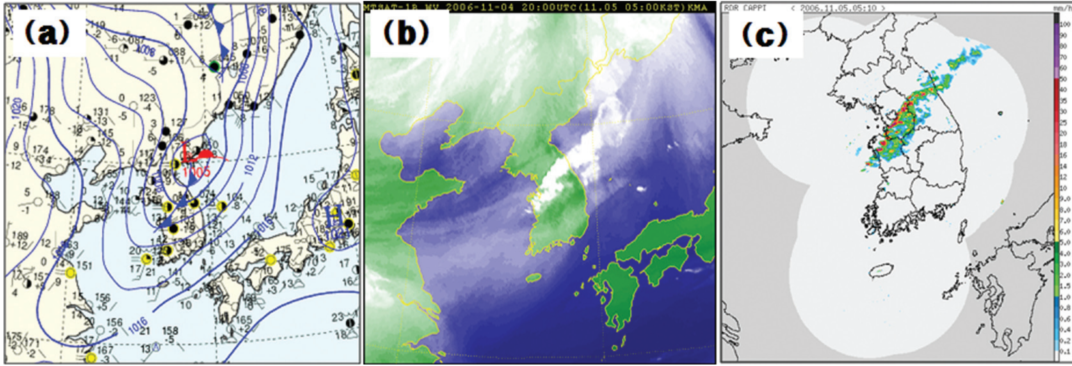


그림 5. 2006년 11월 5일 (a)06시의 3시간 지상일기도, (b)05시 수증기 영상, (c)05시 10분 레이더영상

지상에서 대기 중층까지 습윤한 지역으로 한랭전선이 통과하면서 중·상층의 차고 건조한 공기가 습윤한 기층내로 침투하여 강한 연직운동으로 우박이 발생한 사례이다. 우박은 수원에서 새벽 5시 21분에 시작되어 3분간의 짧은 시간에 국지적으로 나타났다. 그림 5(a) 지상일기도에는 서해상에서 한랭전선이 접근하여 중부지방으로 이동하고 있으며, 한생전선이 수원을 통과함과 동시에 우박이 발생한 것으로 분석되며, 그림 5(c)의 우박이 발생되기 직전의 레이더 영상을 통해서 확인 할 수 있다.

수원에서 우박이 관측되기 약 2시간 전에 오산의 단열선도(그림 6)에서 지상에서 중층(약 600hPa) 대기까지 습윤층과 건조층이 함께 나타나고 있다. 또한 500hPa 이상의 고도에서는 차고 건조한 공기가 위치하고 있으며, 고도 증가에 따른 기온감률이 크게 나타났다. 이 사례(한랭전선형)는 단열선도상의 KI는 28, 850-500hPa의 SSI는 2.5로 관측되었다.

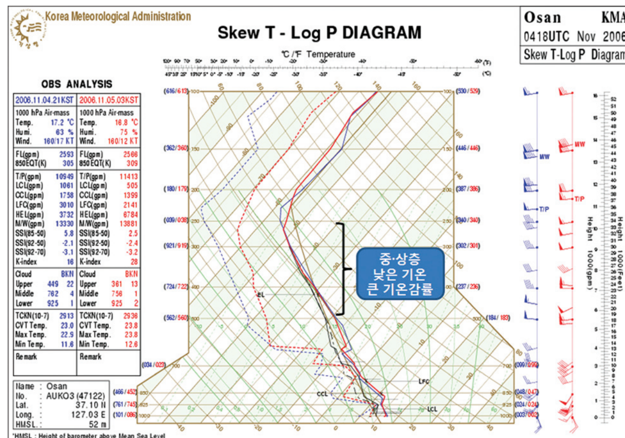


그림 6. 2006년 11월 5일 03시 오산 단열선도

2. 중 · 상층 찬공기 이류형(2009년 5월 26일, 남원)

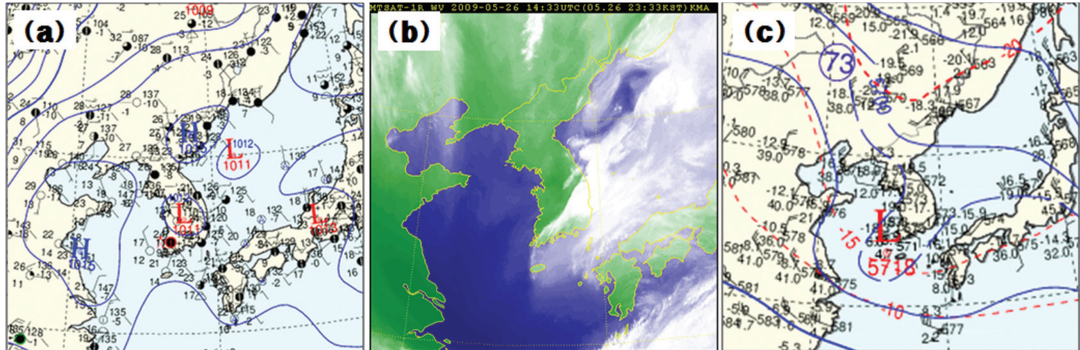


그림 7. 2009년 5월 26일 (a)18시의 3시간 지상일기도, (b)16시 33분 수증기 영상, (c)09시 500hPa 일기도.

중 · 상층 찬 공기 이류에 의해 대기불안정이 형성되어 발생된 우박 사례로서, 일기도에서 뚜렷한 특징을 찾아내기 어려운 유형이다. 2009년 5월 26일, 남원에서 16시42분, 18시 31분에 두 번의 우박이 나타났으며, 지속시간은 각각 6분, 9분이었다. 그림 7(a)의 26일 15시 지상일기도에서 일사에 의한 가열로 한반도 내륙에 중심을 둔 열적 저기압이 존재하고 있다. 그림 7(b)의 수증기 영상에서 남원의 남쪽과 동쪽으로 발달된 구름대가 보이고, 남원은 건조역과 습윤역의 경계에 위치했음을 알 수 있다. 그림 7(c) 5월 26일 9시 500hPa 일기도에서 저기압 중심이 제주도 부근에 위치하고, 한반도는 온도골에 놓여 차가운 공기가 상층에 위치하여 영향을 주고 있는 것을 알 수 있다.

그림 8은 남원과 인접한 광주 15시 단열선도로서, 한랭전선형 우박형과 다르게 중 · 상층 대기인 500-300hPa에 습윤층이 위치하고, 700-500hPa에 건조공기가 침투한 모습이 나타나며, 중 · 하층 대기의 기온은 높은 상태로 고도에 따른 기온감률은 크게 나타났음을 볼 수 있다.

또한, 우박이 발생할 무렵인 16시 40분의 레이더 영상(그림 9)에서 붉은색으로 보이는 강한 강수대가 남원 지역에 보이며, 강한 강수대가 정체하면서 더욱 발달하여 두 번의 우박이 관측되었다. 이 사례는 일사에 의해 가열된 지면위로 500hPa의 한랭한 저기압이 접근하면서 불안정한 대기가 형성되었기 때문인데 비록, 하층 대기가 건조하였으나, 습윤한 중 · 상층 대기에서 만들어진 우박 입자는 불안정한 대기에 의한 상승기류의 지지를 받아 지속적인 성장한 것으로 보인다.

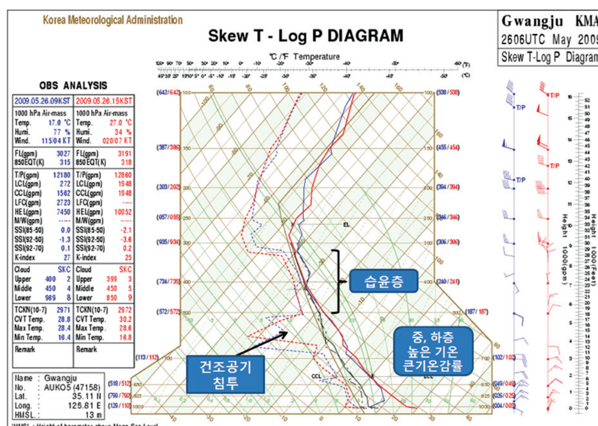


그림 8. 2009년 5월 26일 15시 광주 단열선도

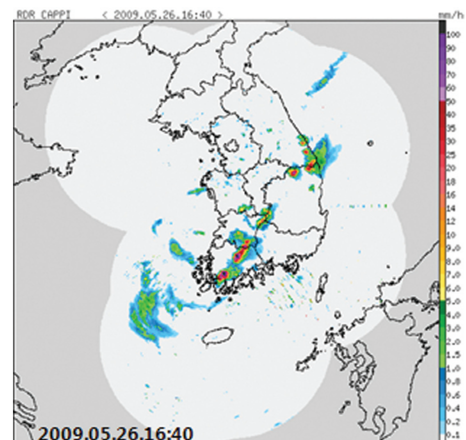


그림 9. 2009년 5월 26일 16시 40분 레이더 영상

3. 권계면 접힘형(2006년 4월 19일, 수원)

권계면 접힘형은 그림 10(a)의 지상일기도에서 볼 수 있듯이 발달한 저기압 중심이 동해상에 위치하면서 강한 북서풍이 부는 형태로서, 지면 가열효과는 거의 없는 특징을 보인다. 대표적인 사례로서 2006년 4월 19일 수원에서 22시 10분, 다음날인 20일 00시 15분에 2회의 우박이 관측되었다. 그림 10(b)의 우박 발생 당시 수증기 영상을 살펴보면, 백령도 부근에 중심을 둔 저기압성 회전을 하는 구름대가 보인다. 그림 10(c)의 4월 19일 21시의 500hPa 일기도에는 −30℃ 한랭핵을 가진 절리저기압이 북한에 위치해 있다.

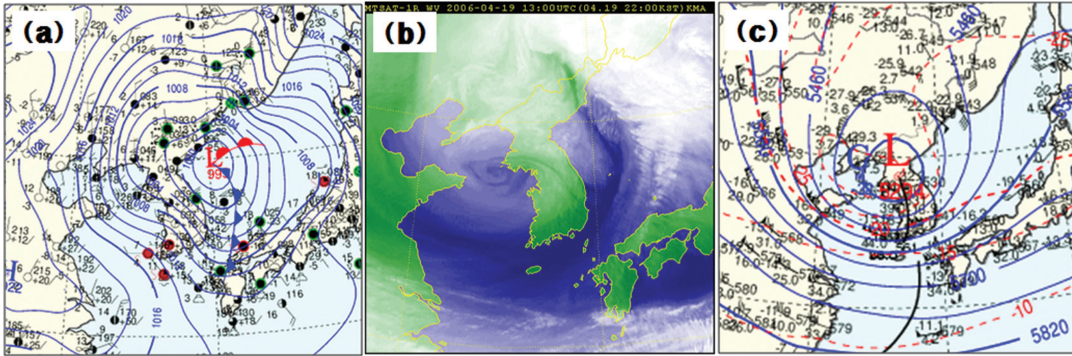


그림 10. (a)2006년 4월 20일 00시의 3시간 지상일기도와 2006년 4월 19일 (b)22시 수증기 영상, (c)21시 500hPa 일기도.

그림 11는 4월 19일 21시 오산 단열선도로서, 500hPa 부근에 권계면 접힘 현상으로 보이는역전층이 존재하며, 지상에서 500hPa까지 습윤한 대기구조를 볼 수 있다. 700hPa 부근에서는 건조 공기의 침투 형태도 보이지만 전반적으로 두꺼운 습윤층으로 인하여 온도선은 습윤기온감률선과 비슷한 기울기의 연직기온감률을 보이며 특히, 지상에서 850hPa까지는 포화된 상태에서 건조기온감률선과 비슷한 기울기를 보인다. 권계면 접힘에 의한 우박 사례는 500hPa 절리저기압과 한랭핵이 중북부지방으로 이동함에 따라 상층의 차가운 공기가 침강하면서 권계면 고도가 500hPa 부근에서 나타나는 현상으로서, 지상에서 500hPa까지 불안정한 대기구조를 보였기 때문에 발생하였다. 포화된 상태에서 지상부터 850hPa까지의 급격한 기온감률은 강한 상승기류를 발생시켜 지속적인 수증기와 에너지를 상층으로 전달시켜 우박 발생 가능성을 가중시켰다.

우박이 발생한 22시 10분의 레이더 영상(그림 11)에서 경기남부지방을 중심으로 강수지역이 보이고, 앞에서 살펴본 2개의 유형과 달리 강한 에코는 보이지 않는다. 하지만, 500hPa 저기압성 기류의 회전방향과 일치하게 강수 구역이 회전하면서 지속적으로 경기남부에 강수가 유입되는 형태다.

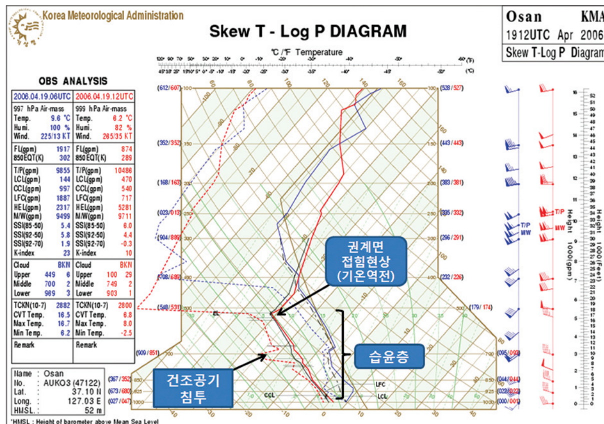


그림 11. 오산 2006년 4월 19일 21시 단열선도

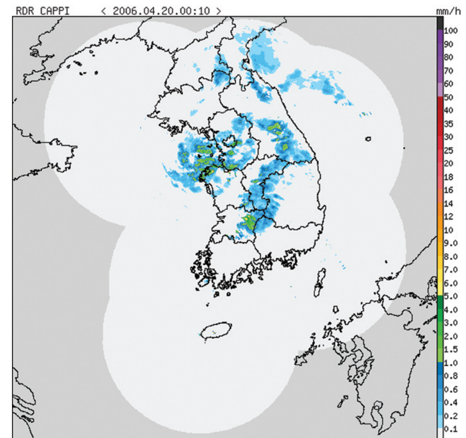


그림 12. 2009년 5월 26일 16시 40분 레이더 영상

우박관련 연구들

1. 지형효과

우박은 열적 가열과 상승기류를 발생시킬 수 있는 지형 구조여야 하며, 같은 대기조건에서도 발생분포의 지역적 차이가 매우 크다(Kallo 1989). 해안 및 저지대보다 산악 및 고지대에서 주로 발생하나 풍상측에 위치해야 하며, 쉽게 지면이 가열되어 강한 상승기류가 발생하기 좋은 지형이어야 한다.

우리나라는 삼면이 바다로 둘러싸여 있어 해륙풍 순환의 영향을 크게 받으며, 해풍은 육상으로 많은 수증기와 에너지를 공급하므로 해상에서 육상으로 바람이 부는 오전 11시에서 오후 7시 사이에 우박이 주로 발생한다(김동호 등 1999).

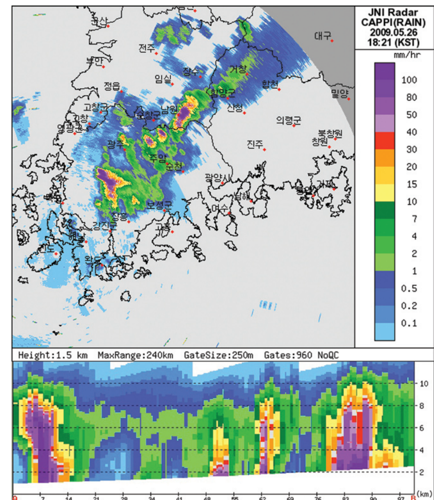


그림 13. 우박이 관측된 시간의 레이더 반사도와 연직단면

2. 레이더 분석을 통한 예측

레이더는 실시간 감시를 통해 우박을 탐지하고 도달 예측시간을 계산할 수 있으므로 우박탐지 및 초단기 예측에 가장 효과적이다(Aydin et al. 1990, Tunner 1995, Kitzmiller and Breidenbach 1993). 일반적으로 레이더 영상에서 강한 반사도가 나타나는 곳에 주로 발생하고, 그 지역은 57dBZ 또는 60dBZ 이상의 강한 반사도가 나타나는 특징을 가진다. 그림 13은 2009년 5월 26일 우박이 발생할 때 관측된 레이더영상과 연직 단면도를 보여준다. 연직 단면도에서, echo의 가장자리가 뚜렷하며 echo top(구름꼭대기)이 높다.

3. 체크리스트 활용

우박은 지면 가열이 아닌 대기 중·상층 냉각에 따른 불안정, 강풍이 동반된 연직바람시어에 원인이 있음을 분석하여 예측에 활용하고 있다(Fedchenko 1992, Billet et. al. 1997). Deese(2002)는 우박 발생 체크리스트를 개발하여 우박 예측에 활용하고 있다(표 1).

표 1. 미국(NOAA)에서 운영 중인 우박예측 점검표(Deese 2002)

Model Parameter	Units	Low Threshold	Moderate Threshold	High Threshold
Value		1	2	3
CAPE	JK/g	1000	2000	3000
T500	℃	-7	-10	-13
T400	℃	-18	-21	-24
Freezing level	m	4000	3500	3000
V850	m/s	15	20	25
V700	m/s	20	25	30
V500	m/s	35	40	45
V300	m/s	35	45	55
V200	m/s	40	50	60
Totals		9	18	27

[참고문헌]

김동호, 임은하, 권원태, 1999: 우리나라 우박 발생의 시공간 구조. 한국기상학회 1999년도 봄 초청강연 및 학술발표회, 4, 259–262.

Aydin, K., Y. Zhao, and T. A. Seliga, 1990: A differential reflectivity radar jail measurement technique: observations during the Denver hailstorm of 13 June 1984. *J. Atm. Oce. Tech.*, Boston, MA. 7(1), 104-113.

Billet, J. B., M. Delisi, and B. G. Smith, 1997: Use of regression techniques to predict hail size and the probability of large hail. *Wea. Forecasting.*, 12, 154-164.

Chen, G. T-J., L.-F. Chen, and L.-F. Chou, 1990: A study on the upper tropospheric cold vortices cases accompanying thunderstorms. *Meteorological Bulletin*, 36(1), 1-21, Taiwon, Republic of China.

Deese, J. T., NOAA/NWSFO, F. L. Ruskin, and C. H. Paxton, 2002: Utilization of the GFE in severe weather recognition at the Tampa bay area national weather service. *21st Conf. on Severe Local Storms.*, Session 10B.

Deng, Z., M. Yang, L. Jiang, H. Zou, and Z. Cheng, 1989: Preliminary study of a mesosynoptic case in early spring. *Meteorological Monthly*, Beijing, China, 15(10), 43-48.

Fedchenko, L. M., G. G. Gorala and N. M. Malbakhovaa, 1992: Detailed methods of hail forecast. *Atmospheric Research.*, 28(3-4), 375-384.

Fett, R.W., R.E. Englebretson, and D.C. Perryman, 1993: Forecasters Handbook for the Bering Sea, Aleutian Islands, and Gulf of Alaska. U.S. Naval Research Laboratory. NRL/PU/7541-93-0006.

Kallo, N. A., 1989: Synoptic conditions leading to intense hailfall in southern and southeastern Kazakhstan. *Trudy Ordena Lenina Gidro meteorologi cheskogo Nauchno Issledovarel'skogo Tsentra SSSR*, Leningrad, USSR, 302, 89-100.

Kizmiller, D. H., and J. P. Breidenbach, 1993: Probabilistic nowcasts of large hail based on volumetri refectivity and storm environmental characteristics. Preprints, *26th Conf. on Radar Meteorology*, Norman, OK, Amer. Meteor. Soc., 157-159.

Rasmussen, Erik A., 1985: A case study of a polar low development over the Barents Sea. Tellus, 37A, 407-418.

Shapiro, M.A., L.S. Fedor, and Tamara Hampel, 1987: Research aircraft measurements of a polar low over the Norwegian Sea. Tellus, 39A, 272-306.

Smith, S. B., and M. K. Yau, 1987: Mesoscale effect of topography on the genesis of Alberta hailstorms. *Contributions to Atmospheric Physics, Wiesbaden*, Germany, 60(3), 371-392.

____, and ____, 1993: The episodic occurrence of hail in central Alberta. *17th conference on severe local storms/conference on atmosphereic electricity*, 36-39, St. Louce, Missouri.

Turner, R. J., 1995: The operational use of the WSR-88D mid and high level layer weather potential of thunderstorms. *14th conference on weather analysis and forecasting, Amer. Meteo. Soc.*, 459-464.

Vivekanandan, J., J. D. Tuttle, and E. A. Brandes, 1993: Observational and modeling considerations for multiparameter radar detection of hail. *26th international conference on radar meteorology*, Norman, Oklahoma, 525-527.

우박발생 모식도 http://www.srh.noaa.gov/jetstream/tstorms/hail.htm



급격히 발달하는 저기압

급격히 발달하는 저기압이란?

Sanders and Gyakum(1980)은 사례조사를 통해 위도 60°N에서 지상저기압의 중심 기압이 24시간 동안 24hPa 이상 하강하는 저기압을 “Bomb Low”라고 정의했고, 북반구 대륙의 동안 지역에서 겨울에 자주 발생하는 사실을 발견했다. Chen et al.(1992)은 발생지역에 대한 조사를 통해 북미대륙의 동안과 우리나라와 일본이 위치한 동아시아 동안지역이 최대 발생지역임을 제시했다.

급격하게 발달하여 기압이 낮아진 저기압이기 때문에 저기압 중심 주변에 기압경도력은 매우 강하다. 따라서 강풍이 동반되며, 해안이나 섬 지역은 천둥 · 번개를 동반한 소낙성 강수가 내리기도 한다. 저기압 중심에서 멀리 떨어져 있더라도 동해안 지역은 너울성 파고에 의한 피해가 발생할 수 있다. 한편, 봄철이나 초겨울에는 한랭전선이 통과한 후 동해상에서 저기압이 급격히 발달하면 서쪽에 위치한 우리나라는 강한 하강류에 의해서 중국이나 몽골에서 발원한 황사 입자가 지면으로 떨어져 짙은 농도의 황사가 발생할 수 있다. 2010년 12월 2일과 3일 사이에 24시간 동안 24hPa의 기압이 떨어졌던 저기압과 2011년 4월 30일과 5월 1일 사이에 15hPa의 기압이 하강했던 저기압이 이와 관련된 사례다. 상층대기에 차가운 공기를 가진 절리저기압이 위치하기 때문에 지상저기압 중심은 동해상에 위치하더라도 서쪽에 위치한 우리나라는 대기가 매우 불안정하다. 만약 낮에 절리 저기압이 상공에 위치한다면, 일사 가열에 의해 대기는 매우 불안정해져 소낙성 강수나 천둥, 번개, 돌풍을 동반한 우박 가능성도 있다. 겨울철에 발생한 저기압일 경우 회전력에 의한 2차 전선대가 형성되고 동해안과 영동산간 지방에 많은 양의 눈이 내릴 때도 있다. 이번 호에서는 급격히 발달하는 저기압에 대한 발생 원인을 분석하고 우리나라에 적용 가능한 예측 방법을 제시하고자 한다.

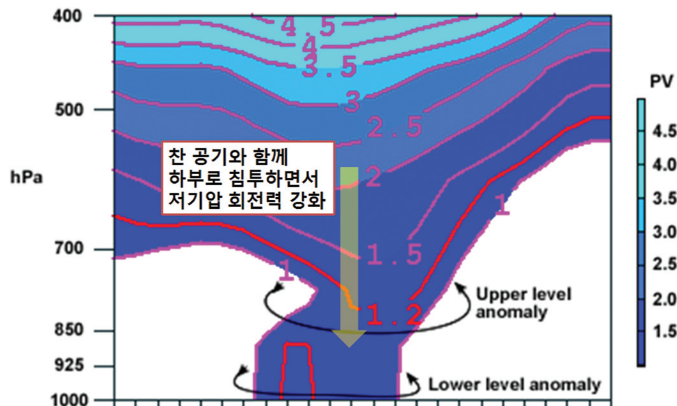


그림 1. PVU에 의한 대류권 하부 저기압성 회전력 증가(출처 : COMET)

발생원인

상층요란과 차가운 공기를 가진 절리저기압

Kuo et al.(1995)은 상층의 저기압성 요란과 잠열 방출간의 내부 작용이 저기압을 급격하게 발달시키는 중요한 원인으로 제시했다. 해상에서 많은 양의 잠열이 저기압으로 유입되고, 그림 1과 같이 성층권 하부(대류권계면 부근)에 저기압성 요란은 아래층의 공기기둥을 저기압 방향으로 가속(spin up)화시켜 지상저기압을 발달시킨다. 겨울철 우리나라, 일본 등 동아시아 해안지역은 서쪽의 대륙에서 차가운 공기가 편서풍을 타고 유입되고 동쪽은 쿠로시오 난류에 의한 따뜻한 해양이 위치하면서 그림 2와 같이 지표와 낮은 대기층에서 동·서의 기온차이가 크게 나타난다. Gyakum(1983)과 Chen et al.(1987)은 동아시아 해안선을 따라 현열의 수송과 잠열 방출과의 되먹임(feedback) 과정이 저기압을 급격히 발달시키는 에너지원으로 제시했다. 그림 2는 차가운 공기가 우리나라에 위치할 경우 동해 상공과 큰 수평기온 차이로 동해상에서 강한 상승기류와 대류발달이 강화됨을 보여주는 모식도이다. 2012년 4월 3일 동해상에서 급격하게 발달한 저기압이 위치할 당시 위성에서 관측된 해수면 온도분포를 살펴보면 울릉도 부근과 제주도 부근의 수온이 약 10℃로 비슷하여 동해의 수온이 높았음을 알 수 있다.

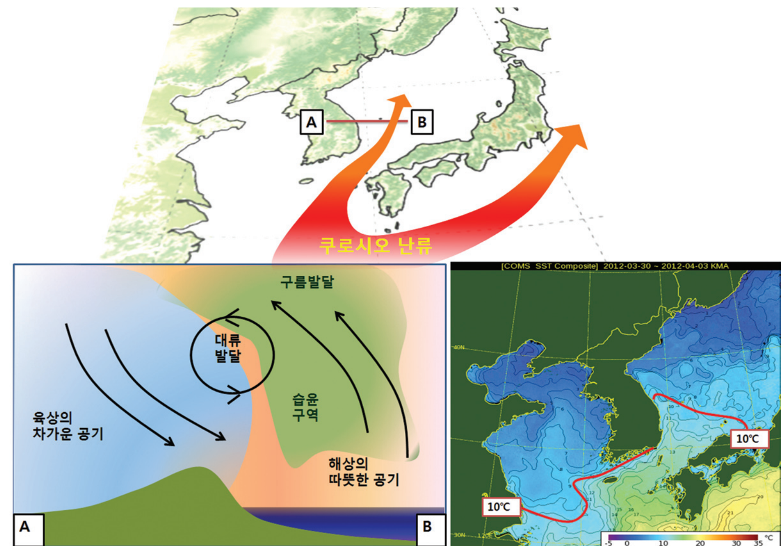
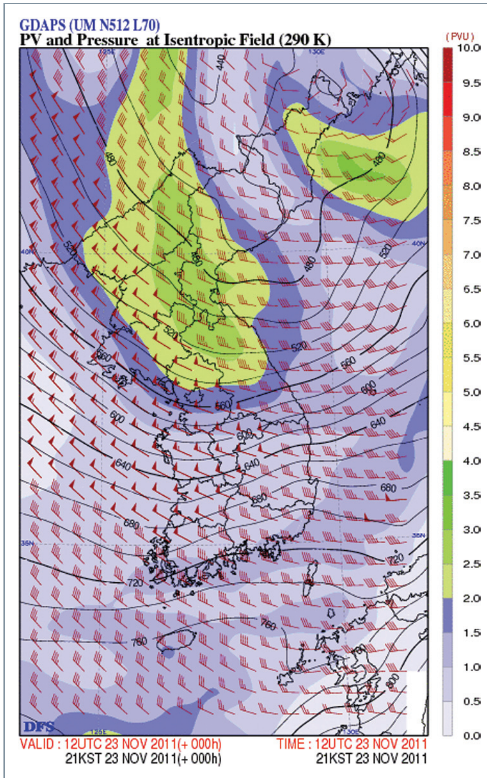


그림 2. 대류발달 모식도와 해수면 온도(COMS 2012년 4월 3일 기준 5일평균 해수면 온도)

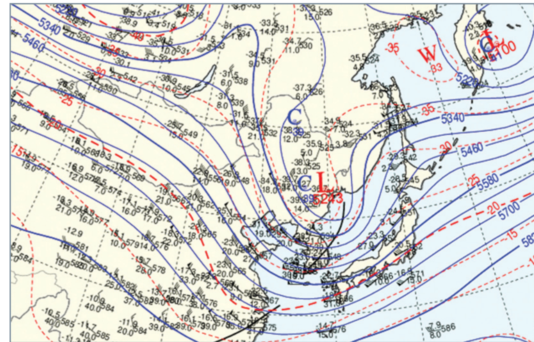
Robber(1993)는 IPV(Isentropic Potential Vorticity)를 이용하여 저기압 발달을 조사하였는데, 대류권계면에 접해있는 성층권하부에 큰 IPV값이 대류권으로 침투하면서 급격히 저기압을 발달시킴을 보였다. 큰 IPV값은 대류권계면 접힘(tropopause folding)현상을 동반하며, 낮은 권계면 고도는 지상과 큰 기온차이로 인한 강한 연직불안정을 만들고, 저기압성 와도를 하부로 증폭시켜 지상저기압을 발달시킨다(Uccellini et al. 1985).

등온위면에서 잠재와도의 단위는 PVU(Potential Vorticity Unit)를 사용하는데, Bluestein(1993)의 연구결과를 토대로 통상적으로 1.5PVU를 대류권계면 값으로 사용한다(기상청 2011). 이런 대류권계면 접힘현상은 500hPa 부근에서 나타나며, 일기도에서 차가운 공기핵을 가진 절리(cut-off) 저기압의 형태로 나타난다(Thorpe 1985, 이홍란 등 2002). 그림 3은 2011년 11월 22일 21시에서 23일 21시까지 24시간 동안 지상저기압 중심이 약 20hPa 정도 하강했던 사례이다. 290K 등온위면(a)에서 1.5PVU 이상 값이 우리나라 중북부 북쪽 지역과 동해북부해상에 분포한다. 이 지역은 500hPa 일기도(b)에서 차가운 공기핵을 가진 절리 저기압이 위치한 지역이다.

(a) 290K 등온위면 PVU



(b) 500hPa 일기도



(c) 지상일기도

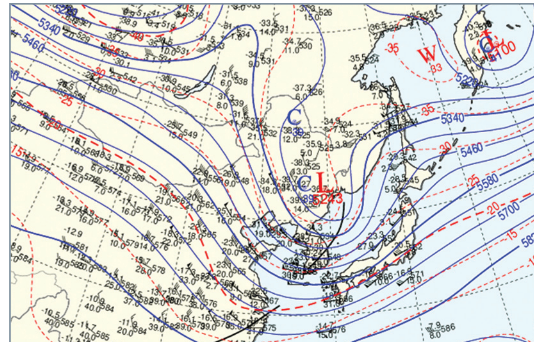
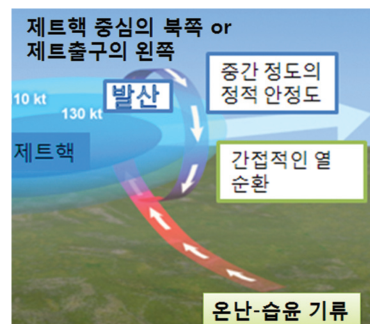


그림 3. 2011년 11월 23일 21시 일기도

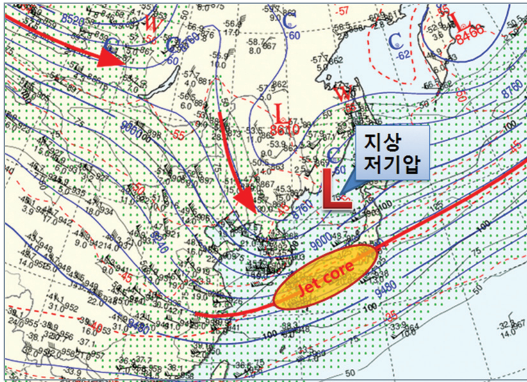
제트 스트리크(streak)에 의한 2차 순환

Chen et al.(1987, 1994)은 극 제트(Polar Jet)와 관계된 간접순환(2차순환)에 의해서 저기압이 급격히 발달함을 제시하였다. 제트 스트리크가 지상저기압의 남쪽에 위치하고 하층 대기에서 제트 스트리크를 가로질러 남에서 북으로 이동하는 온난·습윤 기류가 저기압 중심에서 수렴하여 상승하고 상층에서 발산하는 구조이다. 그림 4는 그림 3과 같은 날짜에 급격하게 발달한 저기압에 대한 상층제트와 관계된 간접순환의 모식도와 300hPa, 850hPa일기도를 각각 보여준다. 850hPa일기도(c)에서

(a) 상층 제트와 관련된 간접순환 모식도
(출처 : COMET)



(b) 300hPa 일기도



(c) 850hPa 일기도

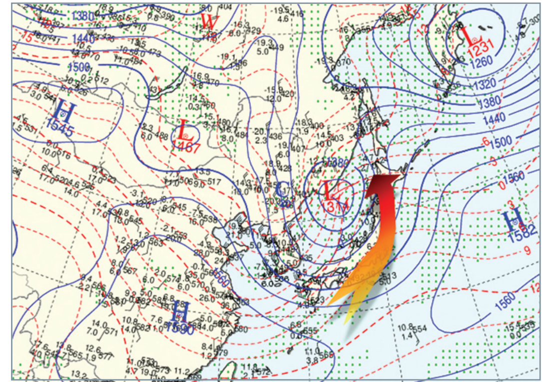
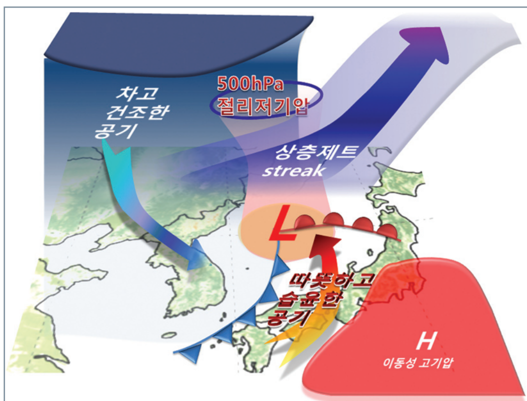


그림 4. 2011년 11월 23일 21시 제트의 간접순환 모식도와 300hPa, 850hPa 일기도

일본 남쪽에서 동해상에 위치한 저기압의 중심과 동쪽으로 온난 · 습윤기류가 유입되는 모습이 보인다. 이 기류는 300hPa 제트 스트리크(b)를 가로질러 남에서 북으로 이동하는 기류이며, 상층 제트 중심(Jet core)의 출구 북쪽에 상층 발산구역과 함께 지상저기압 중심이 위치한다. 우리나라에서는 하경자와 이동규(1984)가 동해선풍과 연관된 상층제트와의 순환관계를 설명한 바 있다.

요약 및 모식도

동해상은 겨울철에도 따뜻한 수온이 유지되는 반면, 대륙은 매우 차가운 공기가 지배한다. 만약, 이동성 고기압이 일본 남쪽에 위치하고 이 고기압의 서쪽이나 북쪽 가장자리를 따라 저기압이 남서에서 북동쪽으로 이동한다면, 저기압 중심의 남쪽에서 저기압 중심과 동쪽으로 따뜻하고 습한 공기가 이동한다. 저기압 중심이 동해상에 위치하면, 해상으로부터 충분한 잠열 흡수가 가능하다. 대륙에서 차가운 기류가 편서풍을 타고 서에서 동으로 이동하기 때문에 동해상에 위치한 저기압을 중심으로 서쪽과 동쪽의 기온차이는 매우 커진다. 즉, 경압불안정이 강해지고 동해상에 위치한 저기압의 상승기류는 강화되어 중심기압이 낮아진다. 이때, 대류권 중층(500hPa 부근)에 차가운 공기를 가진 절리저기압이 이동해 온다면, 저기압은 회전력이 더해지면서 더욱 급격히 발달한다. 특히, 동해상은 수평뿐만 아니라 수직적으로도 큰 기온 차이가 동시에 발생하기 때문에 저기압이 급격하게 발달하기 좋은 지역이다.



[동해상에서 급격히 발달하는 저기압 요약]

① 이동성 고기압의 서쪽 가장자리에서 저기압 중심의 기온이 따뜻한 저기압 발달

② 북서쪽에 차가운 공기의 접근으로 서해상에서 전선형 저기압으로 발달

③ 500hPa 절리저기압, 500hPa부근(290~300K 등온위면) 1.5PVU 이상값 존재

④ 극 제트중심의 북쪽이 동해상에 위치할 때 급격히 발달

그림 5. 우리나라 동해상에서 급격히 발달하는 저기압의 3차원 모식도

급격히 발달하는 저기압 예측

① 초기 단계에서 지상의 가열과 하층대기에 온난공기의 이류에 의해 중국에서 저기압이 발생한다.

② 이 저기압은 우리나라 부근에 위치한 이동성 고기압의 서쪽 가장자리에 위치하며, 고기압의 이동속도와 비슷하게 북동쪽으로 이동한다. 만일, 남쪽 방향으로 이동하게 되면, 코리올리힘이 감소되므로 저기압은 발달하지 못한다.

③ 서해상으로 진출하면서 북서쪽에서 접근하는 한랭한 공기와 만나게 되면 전선형 저기압으로 발달하고 중심 기압도 낮아진다.

④ 우리나라를 통과할 때, 지상저기압의 상공(500hPa)에 절리저기압(중심에 차가운 공기를 가진 저기압)이 존재해야 한다. 절리저기압과 합쳐질 경우에 지상의 저기압은 급격히 발달한다.

⑤ 4번의 일기도 패턴이 유지되면서 지상저기압이 동해상에 위치하면, 동서방향과 연직방향의 큰 기온차로 강한 경압불안정이 나타나며, 저기압 중심의 상승류가 강화되어 급격하게 발달한 저기압이 완성된다. 이 때, 300hPa 극 제트는 지상저기압 중심의 남쪽에 위치하며, 제트기류 중심(최대풍속지역)을 기준으로 지상저기압은 제트기류의 출구 왼쪽인 상층발산구역에 위치한다.

표 1. 최근 7년(2006~2012)간 우리나라부근에서 발생한 급격히 발달한 저기압

사례(날짜)	중심기압 변화 (hPa/24시간)
2006. 4. 1~2	12
2006. 4. 19~20	17
2007. 2. 13~14	26
2007. 3. 4~5	16
2007. 12. 28~29	17
2008. 11. 27~28	15
2009. 2. 19~20	30
2009. 3. 13~14	21
2009. 3. 21~22	20
2010. 11. 7~8	15
2010. 12. 2~3	24
2011. 4. 30~5. 1	15
2011. 11. 22~23	20
2012. 4. 2~3	39

사례분석

2012년 4월 2~3일 급격히 발달하는 저기압이 우리나라를 통과한 사례

2012년 4월 2일 21시 중심기압 1006hPa의 저기압이 서해상에 위치하였다. 이 저기압은 빠른 속도로 북동진하여 24시간 후인 3일 21시에 동해상에 위치하였는데, 이 때 중심기압이 967hPa이었다. 24시간 동안 무려 39hPa까지 기압이 하강한 사례다. 급격히 발달한 저기압의 영향으로 4월 3일 전국적으로 강풍이 불었다. 제주, 남해안, 울릉도에는 30m/s 이상의 순간풍속이 관측되었고, 내륙으로도 20m/s 내외의 강풍이 불었다(표 2 참고).

표 2. 2012년 4월 3일 주요지점 일최대순간풍속

지 점	일최대순간풍속 (m/s)	시각
울릉군 태하	북풍 38.1	15:17
여수시 간여암	서북서풍 35.3	11:00
부산레이더	서풍 32.2	13:16
전남 여수시	북북서풍 31.0	12:24
제주 태풍센터	서북서풍 32.2	09:10
태안군 옹도	서북서풍 30.4	10:56
충남 서산시	서북서풍 26.3	14:08
인천 왕산	서북서풍 26.0	14:38
서울 종로	서풍 19.0	15:52

4월 1일 21시 925hPa 일기도(그림 6의 왼쪽)에서 중국 북부에 중심을 둔 저기압이 보인다. 이 저기압 중심을 지나는 15℃ 등온선은 저기압 중심의 동쪽(남풍이 부는 지역)에서 급격하게 남쪽으로 기울어진 모습을 볼 수 있다. 등온선 형태로 볼 때, 이 저기압은 대륙의 가열에 의해 발생한 열저기압(중심이 따뜻한 저기압)이라고 할 수 있다. 이 저기압은 우리나라에 위치한 이동성

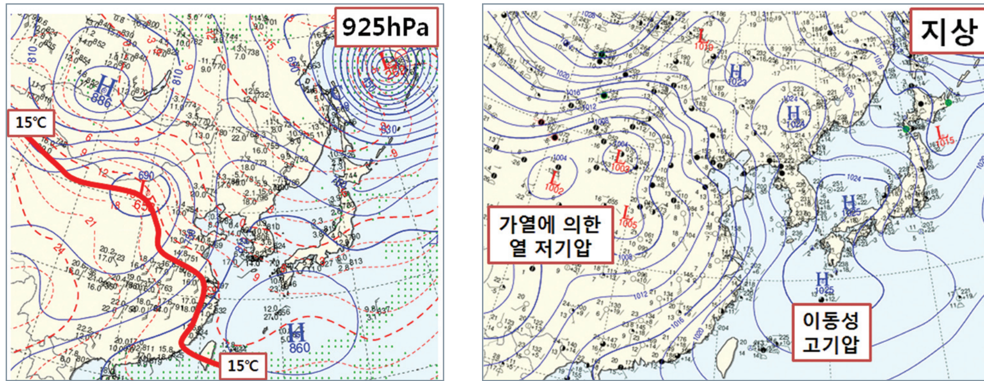


그림 6. 저기압 초기(발생) 단계의 일기도로서, 2012년 4월 1일 21시 925hPa과 지상일기도

고기압이 동쪽으로 이동하고 바이칼호 부근에 위치한 차가운 공기가 남하하면서 동서의 기온차이가 커짐에 따라 동쪽으로 이동하였다. 24시간 후인 4월 2일 21시에 저기압은 서해상으로 이동하였고 전선을 가진 저기압으로 발달하였다(그림 7의 중앙). 이때까지 중심기압의 변화는 크지 않았다. 이 저기압 중심의 북쪽으로 300hPa 일기도(그림 7의 왼쪽)에서 남북으로 크게 사행하는 극 제트가 보인다. 305K 등온위면(그림 7의 오른쪽)에서 PVU 2.0이상 구역(녹색 지역)이 제트 스트리크와 비슷한 지역에 위치하고 있다. 이후 이 저기압은 북동쪽으로 빠르게 이동하면서 급격하게 발달하였다. 4월 3일 09시에 저기압 중심은 우리나라를 통과하여 동해상에 위치하였다(그림 8의 중앙). 이 때, 중심기압은 988hPa으로서, 12시간 전보다 18hPa 하강하였다.

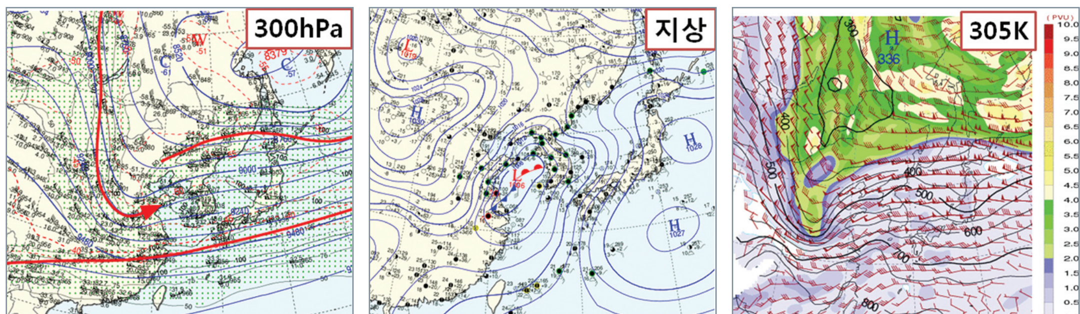


그림 7. 2012년 4월 2일 21시 300hPa, 지상일기도와 305K 등온위면 분석장

우리나라를 통과하면서 급격하게 발달한 이유는 다음과 같이 요약할 수 있다. 저기압 중심의 서쪽으로 차가운 공기가 빠르게 이동해 오면서 동·서의 기온차이가 매우 커졌다(그림 8의 왼쪽: 925hPa 일기도에서 0℃ 등온선 참고). 따뜻한 수온을 유지하는 동해상으로 저기압이 이동함에 따라 동서의 기온경도는 더욱 커질 수 밖에 없다. 둘째, 높은 PVU지역이 이 저기압 상공으로 이동해오면서 저기압의 회전력을 강화시켰다(그림 8의 오른쪽). 셋째, 극 제트가 남쪽으로 이동하면서 최대 강풍지점이 저기압의 남쪽에 위치함에 따라 상층제트 출구의 왼쪽에서 발산구역이 강화되었다. 급격하게 발달하는 저기압의 특징을 이용해 일기도 분석을 하면 다음과 같이 진행할 수 있다. 지상과 대류권 하부에 저기압의 이동경로를 분석한다.

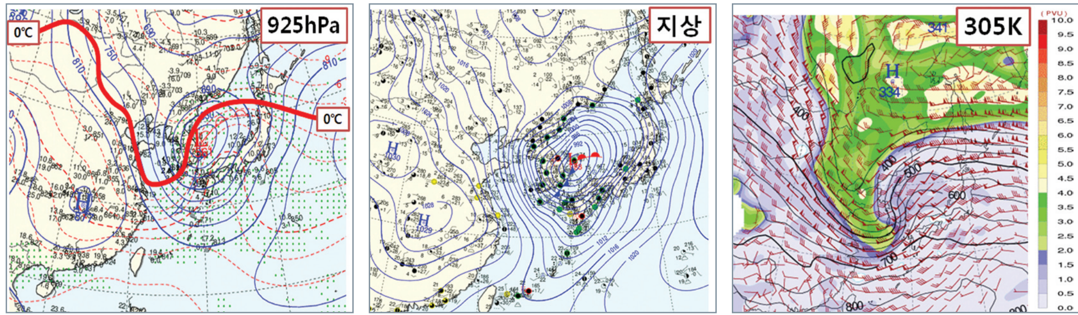


그림 8. 2012년 4월 3일 09시 925hPa 지상일기도와 305K 등온위면 분석장

지상의 저기압이 발달하려면 북쪽으로 이동해야만 코리올리 힘의 증가에 따라 저기압이 발달할 수 있다. 상층일기도에서 500hPa은 절리(cut-off)저기압이나 남북으로 크게 발달한 기압골의 위치를 파악해야 한다. 또한, 이 상층저기압의 주위로 300hPa 제트 스트리크가 지나가야 한다. 셋째, 이 상층 시스템과 지상저기압이 같은 위치에 놓일 때 급격히 발달하는 저기압이 완성된다. 보통 일본 사할린 섬 부근이나 오호츠크해 부근에 위치한 알류샨저기압이 이런 특징이 잘 나타나지만, 따뜻한 수온이 유지되는 동해상도 좋은 조건에 해당한다. 지상저기압이 급격하게 발달된 4월 3일 21시, 300hPa 일기도(그림 9의 왼쪽)에서 최대풍속지역(Jet core)의 북동쪽에 500hPa 저기압 중심(그림 9의 중앙)과 지상저기압 중심(그림 9의 오른쪽)이 같은 위치에 있음을 알 수 있다.

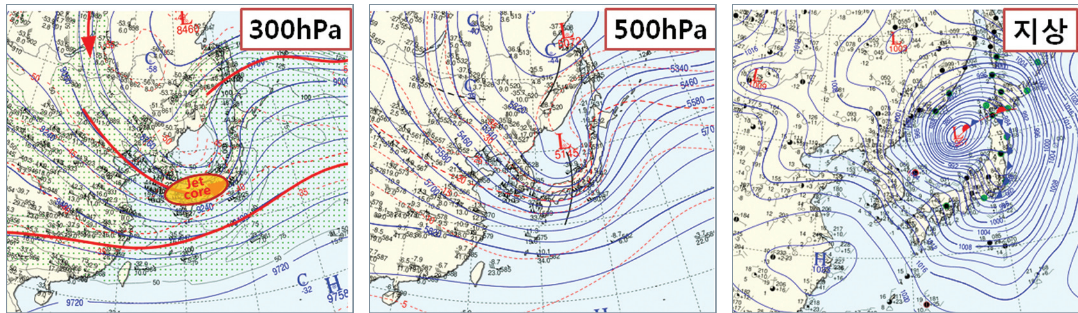


그림 9. 2012년 4월 3일 21시 300hPa, 500hPa, 지상일기도

3일 21시 280~295K 등온위면분석장(그림 10)을 보면 녹색으로 보이는 2.0PVU 이상지역이 지상저기압 상공에 위치해 있다. 따라서, 상층의 높은 PVU지역이 지상까지 영향을 미쳤다고 볼 수 있다.

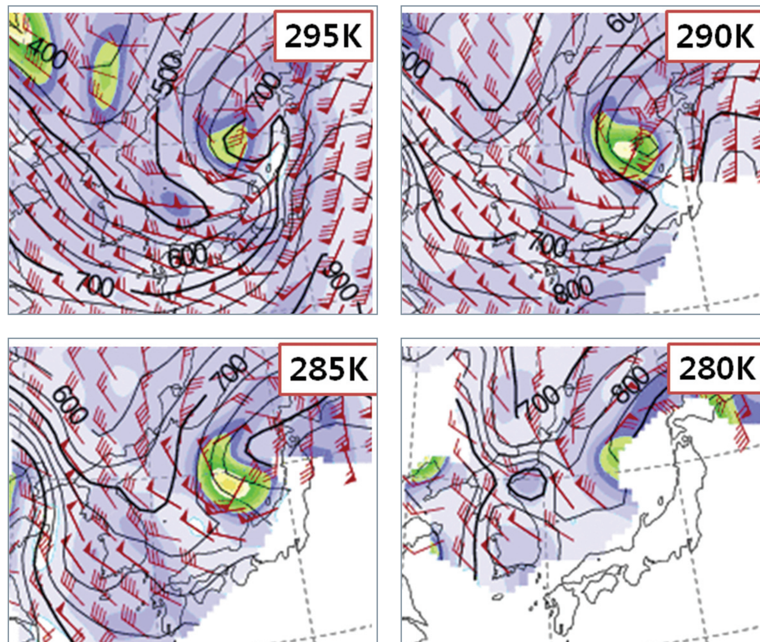


그림 10. 2012년 4월 3일 21시 등온위면 분석장

[참고문헌]

예보기술팀, 2011 : 손에 잡히는 예보기술. 기상청.

이홍란, 김경익, 유정문, 이우진, 2002 : 급격히 발달하는 저기압과 관련된 대류권계면 파상운동. *j. Korean. Met. Sci.*, 38–5 : 431–463.

하경자, 이동규, 1984 : 동해선풍과 관련된 Jet 에 관한 연구. *j. Korean. Met. Sci.*, 20–1 : 8–19.

Bao, C-L., 1987: Synoptic Meteorology in China. *China ocean press.* Beijing.

Bluestein, H. R., 1992: Isentropic surfaces basic concepts energy equations dimensional analysis. Vol. I, 23 pp.

____, 1993: Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Vol. II: observations and theory of weather systems. Oxford University Press, 594pp.

Chen, S-J. and L. D. Osso, 1987: A numerical case study of East Asian coastal cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 115: 477-487.

___, X. A. Chen, and Y-X, Zhang, 1994: A diagnostic study of the low-level jet during TAMEX IOP 5. *Mon. Wea. Rev.*, 122: 2257-2284.

___, Y-H. Kuo, P-Z. Zhang, and Q-F. Bai, 1992: Climatology of explosive cyclone off the East Asian coast. *Mon. Wea. Rev.*, 120: 3029-3121.

Gyakum. J. R., 1983: On the evolution the QE Ⅱ storm. Part 1: Synoptic aspects. *Mon. Wea. Rev.*, 111: 1137-1155.

Kuo, Y-H., J. R. Gyakum, and Z. Gou, 1995: A case of rapid continental mesoscale cyclogenesis. part 1: Model sensitivity experiments. *Mon. Wea. Rev.*, 123: 970-998.

Robber. J. P., 1993: A dianostic case study of self-development as an antecedent conditioning process in explosive cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 121: 976-1006.

Sanders, F. and J. R. Gyakum, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the "Bomb". *Mon. Wea. Rev.*, 108: 1589-1606.

Thrope, A. J., 1985: Diagnosis of balanced vortex structure using potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, 42, 397-406.

Uccellini, L. W., R. A. Petersen, K. F. Brill, P. J. Kocin, and J. J. Tuccillo, 1987: Synergistic interactions between an upper-level jet streak and diabatic processes that influence the development of a low-level jet and a secondary coastal cyclone. *Amer. Meteor. Soc.*, 115, 2227-2261.

25

겨울철 특이기상

2012년 12월 14일 김포시에서 25중 추돌사고, 같은 달 21일에는 전북 군산에서 14중 추돌사고가 발생하여 많은 인명피해가 있었다. 2008년에도 12월 8일 충북 보은에서 20중 추돌사고가 발생한 바 있다. 이런 겨울철 대형 교통사고는 대부분 빙판길에서 발생하였는데, 앞서 나열한 사고들은 모두 비가 내리는 날 발생된 빙판길 사고들이다. 비가 내리면서 지면이나 나뭇가지 등에 얼어붙는 어는 비(freezing rain)에 의해 아스팔트 도로위에 내린 비가 얼면서 투명하게 코팅되어 운전자가 보기에는 얼지 않은 도로로 보이는 '블랙아이스(black ice)' 현상에 의한 사고로 추정된다.

이번호에서는 이런 위험한 사고를 초래하는 어는 비, 블랙아이스 등 겨울철 우리나라에서 발생 가능한 특이 기상현상에 대해서 알아본다.





그림 1. 나무와 신호등에 내린 어는 비(2007년 1월 17일 미국 텍사스주 샌안토니오시내)

어는 비 (freezing rain)

1. 정의

액체 상태로 내리던 강수(비)가 지표면에 닿거나 물체에 부딪쳤을 때 유리면과 같이 코팅된 모습으로 얼어붙는 현상을 의미한다. 따라서, 간단하게 '어는 비'란 대기중에서 비로 내리지만 곧 얼어붙을 비라고 표현할 수 있다. 항공기상관측에서 FZ란 수상코드로 표기한다. freezing rain이 내리기 위해서는 지표나 지표부근의 물체표면 온도는 반드시 영하(0℃ 이하)이어야 한다. 또한, 대기 중의 기온이 0℃ 이하더라도 얼지않은 과냉각수적이라면 가능하다. 특히, 지표에서 대기중으로 돌출되어 있는 나뭇가지나 신호등은 바람에 의해 열손실이 지표면보다 크기 때문에 먼저 발생하고 뚜렷하게 육안으로 확인할 수 있다. 빈번하게 발생하는 지역은 지표면에 냉각이 잘 일어나는 지형으로서, 해안에서 멀리 떨어져 있고 주변이 산으로 둘러싸인 분지형 지역이다. 비행중인 항공기가 과냉각 수적층을 통과할 경우 clear icing(맑은 착빙)이 발생하는 것도 어는 비의 한 종류라고 할 수 있다. 어는 비의 발생원인은 간단하다. 중·상층 대기에서 만들어진 눈이 하층대기로 떨어지면서 영상층에 들어가 녹아서 비로 내리다가 지면에 영하의 물체에 부딪치면서 얼어붙기 때문이다.

2. 발생 조건

그림 2의 왼쪽 상단에 있는 그래프를 보면, 모든 대기층에서 기온선이 0℃ 선보다 왼쪽(영하 구역)에 위치해 있다. 중층대기에서 떨어지는 눈은 지면 도달까지 0℃보다 낮은 영하의 기온을 보이기 때문에 눈으로 내린다. 오른쪽 상단에 있는 그래프를 보면, 0℃ 이하의 중층대기에서 떨어지는 눈은 700hPa 부근에 위치한 영상층을 통과하면서 녹아 비로 바뀌나 다시 850hPa 부근을 지나면서 얼어붙어 얼음싸라기(Ice pellets)가 내리게 된다. 그렇지만, 왼쪽 하단에 있는 그래프 같이 지표부근에 영하의 층이 있지만, 그 두께가 크지 않으면, 내리던 비는 얼어붙지 못한 상태로 지면에 낙하한다. 지면의 기온이 영하이기 때문에, 지면과 부딪친 비는 곧 얼어붙게 된다. 오른쪽 하단에 있는 그래프처럼 지면부근도 영하가 아닌 영상인 경우 비로 내린다. 따라서, 어는 비가 내리기 위해서는 하층대기에 두꺼운 영상층과 지표부근 대기에 영상층의 두께에 비해 얇은 영하 층이 각각 존재해야 한다.

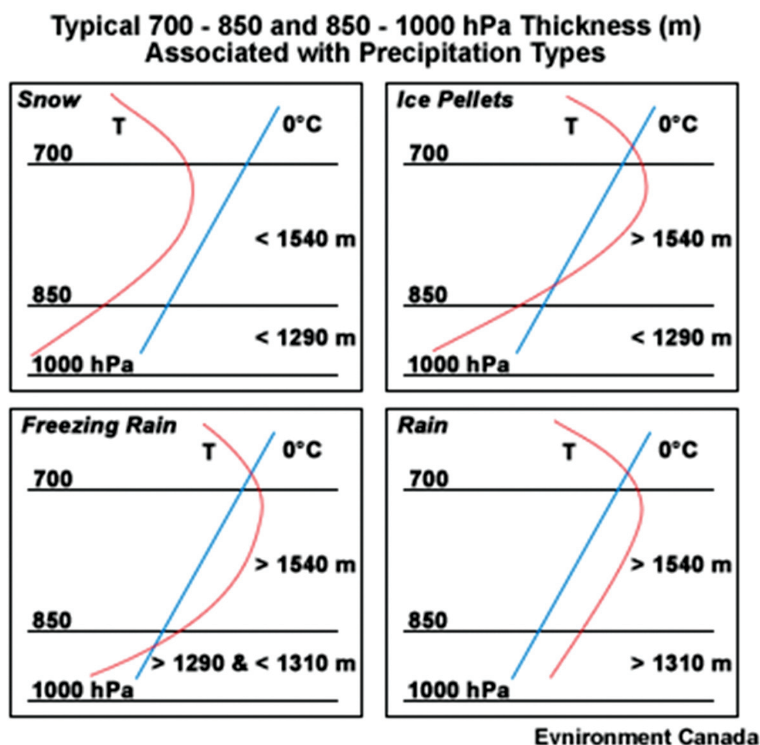


그림 2. 대기기온 구조에 따른 강수형태(눈, 얼음싸라기, 어는 비, 비) 구분으로서, 붉은색은 대기 기온선, 파란색은 0℃선을 의미한다(자료출처 : COMET).

그림 3은 2012년 12월 14일 00UTC에 관측된 지상기온 분포와 주요 지점의 연직 기온 분포를 보여준다. 14일 00UTC 현재 춘천은 −3.5℃, 대전은 0℃, 거창은 −1.2℃의 지상기온을 보였다. 당시 내륙에 위치한 전국의 도로에서 크고 작은 빙판길 사고가 발생하였는데, 대부분 지방이 영하의 기온에서 비가 내리고 있었다. 3개 지점별 0℃를 기준으로 분포된 기온구조는 그림 2에서 소개한 어는 비의 구조와 비슷한 것을 알 수 있다. 925hPa 이상의 고도에서는 강한 남서풍이 불어 기온 상승이 있었지만, 지상 부근은 국지풍의 미풍만이 관측되었다. 따라서, 상대적으로 가벼운 공기인 온난 · 습윤한 남서류가 지상으로 이동하지 않았기 때문이며, 지상부근은 차가운 공기가 그대로 남아 있어 어는 비가 발생할 수 있었다.

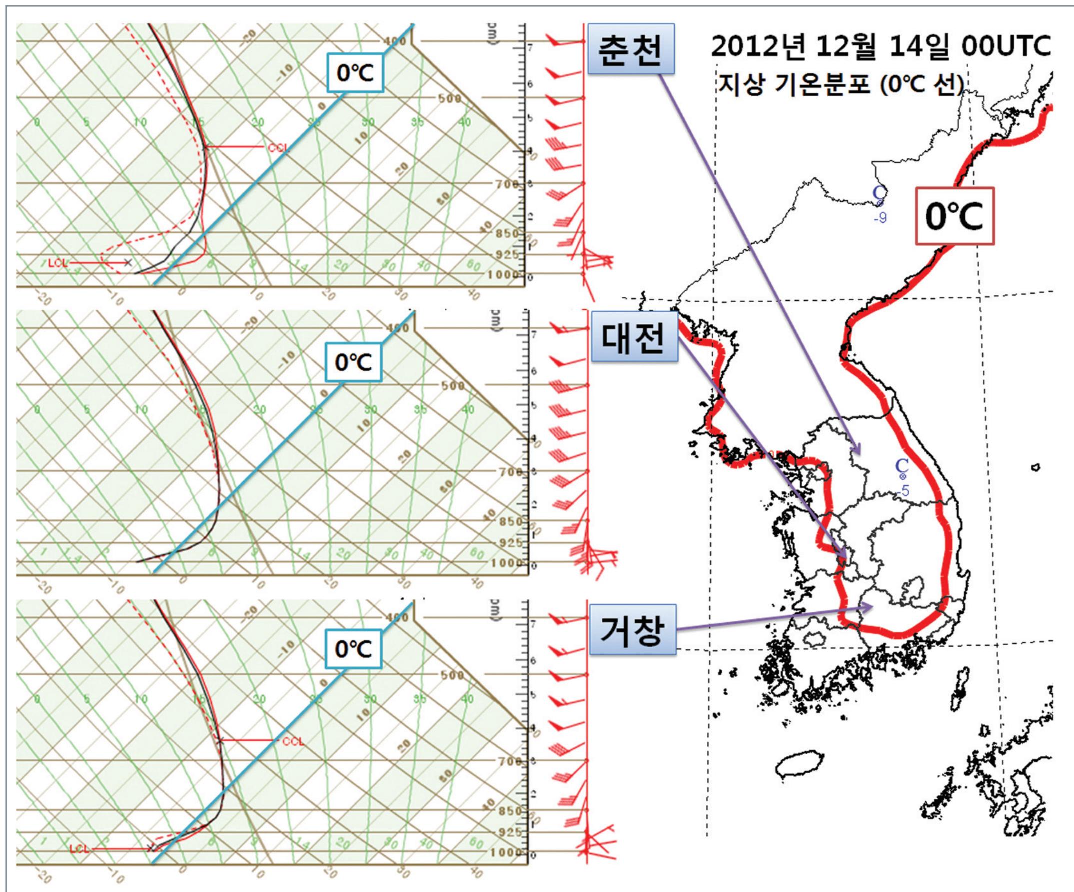


그림 3. KLAPS 분석장을 이용한 2012년 12월 14일 00UTC 비가내리는 3개 지점(춘천, 대전, 거창)의 단열선도와 지상 0℃ 기온 분포도

3. 예측

어는 비를 예측하기 위해서 여러 연구가 시도되었는데, 미국에서는 지역별로 통계적 계산을 통해 어는 비 예측자료를 만들어서 활용하고 있다. 그림 4는 여러 방법 중에서 층후를 이용한 눈과 비, 어는 비, 얼음 싸라기를 예보하는 방법이다. 이 방법은 그림 2와 3에서 보여진 연직 기온구조를 바탕으로 고안된 것으로서, 850-700hPa 층후는 약 1.5~3km 대기층의 기온을, 1000-850hPa 층후는 지상~1.5km 대기층의 기온을 각각 반영한 값이다. 높은 층후값은 온난한 공기층을, 낮은 층후값은 차가운 공기층을 의미하므로, 어는 비와 얼음 싸라기의 경우 1.5~3km층과 지상~1.5km의 두 층간 기온이 역전되어야 한다. 따라서, 지면부근인 1000-850hPa 층후는 상대적으로 낮은 값을, 850-700hPa 층후는 높은 값을 보여야 한다. 따라서, 그림 4를 해석하면, 어는 비가 내리기 위해서는 850-700hPa 층후값은 1540gpm보다 커야하고, 동시에 1000-850hPa 층후값은 1290~1310gpm 범위에 있어야 한다. 만약, 850-700hPa 층후값이 1540gpm보다 크지만 1000-850hPa 층후값이 1290gpm 보다 작을경우는 얼음 싸라기가 내리는 조건이 된다. 1000-850hPa 층후값이 1290gpm 보다 작다는 것은 영하층의 두께가 두껍다는 것을 의미한다.

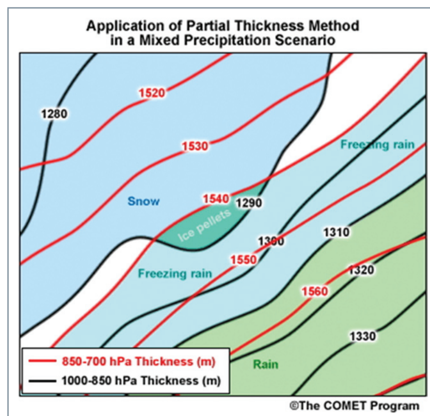


그림 4. 층후를 이용한 강수형태 구분방법 (출처 : COMET)

어는 비는 지상 온난전선의 북쪽에서 주로 발생하는데, 그 이유는 저기압 중심의 동쪽에 위치한 온난전선대 북쪽은 지면과 인접한 하부대기에 차가운 공기가 위치하고 따뜻한 기류가 상부대기에서 연직으로 상승하는 지역이기 때문이다. 그림 5의 (a)는 지상의 전선 저기압에서 어는 비와 얼음싸라기가 내리는 지역과 3차원 기온과 기류 구조를 보여주며, (b)는 온난전선의 연직 구조에서 어는 비가 내리는 지역을 의미한다. 온난전선의 북쪽은 지상에서 동풍이 불며, 이 바람은 서에서 동으로 이동하는 저기압 진행방향과 역방향 이므로 풍속은 일반적으로 기압경도력에서 저기압의 이동속도를 감한 값만큼 줄어든다. 여기에 내륙으로 이동하면, 마찰효과도 크게 작용하기 때문에 내륙의 분지형 지방은 바람이 거의 불지 않는 경우도 있다. 또한, 차가운 공기이므로 지면부근에 위치할 때 가장 안정하므로 쉽게 상층의 온난공기와 섞이기 힘든 역학적 구조를 보인다. 만약, 온난전선의 북쪽 강수지역이 가장 기온이 내려가고 안정화되는 이른 아침에 통과한다면, 어는 비의 발생가능성은 더욱 높아진다.

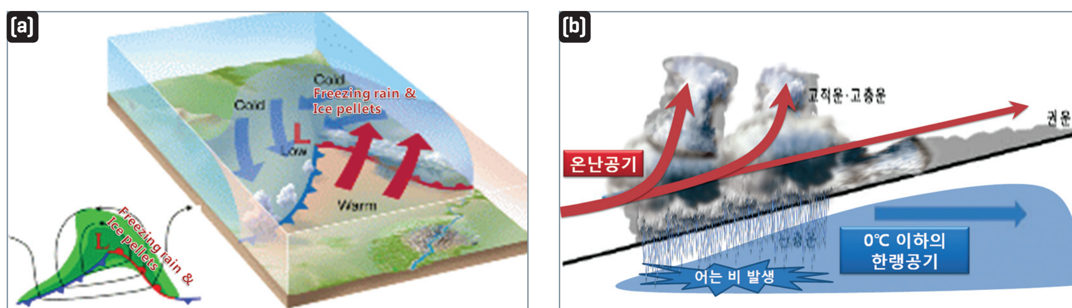


그림 5. (a)지상전선저기압에서 어는 비, 얼음싸라기가 내리는 지역, (b)온난전선면의 연직 대기구조

블랙아이스(Black ice)

1. 정의

블랙아이스란 검정색의 얼음이 아니라, 투명한 얼음이 아스팔트 위를 마치 코팅한 것처럼 뒤덮어 도로에 얼음이 없는 건조한 상태(검정색)로 보이는 현상이다.

비는 영상의 기온에서 내리지만 기온이 영하권이고 도로의 표면온도가 기온보다 더 낮은 영하 2~3도까지 떨어지면 비는 내리는 순간 바닥에 얼어버린다. 어는비의 원리는 과냉각현상과 같다. 빗방울이 어는점 이하로 내려가서도 얼지 않는 과냉각 상태를 유지하다 지표에 떨어지면서 순식간에 얼어붙는다. 이는 영하의 기온에서 존재하는 과 포화된 물 입자가 지표라는 응결입자에 부딪치면서 얼어붙는 빙정성장 이론과도 비슷하다.

그런데 어는 비가 포장된 도로에 내릴 경우 큰 사고 위험이 발생한다. 일반적으로 빙판길은 운전자가 육안이나 감각적으로 확인이 가능하여 노면의 미끄러움을 인지하고 과속하지 않도록 사전예방이 가능하다. 반면, 블랙아이스는 비가 내리는 순간 아스팔트 위에 그대로 얼어붙어 투명하게 코팅이 되어버리는 현상이므로 운전자가 인지할 수 없는 상황에서 과속을 하거나, 브레이크 작동 시 사고의 위험을 초래하기 때문이다. 이 외에도 블랙아이스와 같은 형태로 맑은 착빙에 의해 항공기의 이착륙을 불가능하게 만들 수 있고, 전선에 얼어붙으면 무게를 지탱하지 못한 채 전선이 절단돼 정전이나 전화 불통 등의 피해를 일으킨다. 또한 표면이 매우 미끄럽고 투명하므로 낙상에 의한 인적 사고 발생 가능성이 매우 높다. 하지만 아직 어는비에 대해 특별한 예보, 제빙작업 방법이나 지침 등이 없다. 미국의 경우 어는비의 발생이 우리나라보다 많고 피해액도 크다. 그렇지만 미국 기상청(NWS)도 어는비의 정확한 예보가 어려워 발생가능 확률로서 예보하고 있다. 고속도로나 국도에서 블랙아이스에 의해 발생하는 사고는 인명피해가 동반된 대형사고이므로 이에 대한 사전 예보와 사고 예방을 위한 절차와 제반시설 확충은 반드시 필요하다. 미국에서는 그림 6과 같은 장비를 도로에 매설하여 도로 온도를 실시간으로 관측하며, 이 자료는 Road Weather Information Systems (RWIS)를 이용해 기온, 습도, 바람, 강수형태, 강수량 등을 실시간으로 생산하여 예보관이나 담당기관에서 상황인지 및 의사결정을 위한 자료로 활용하고 있다.

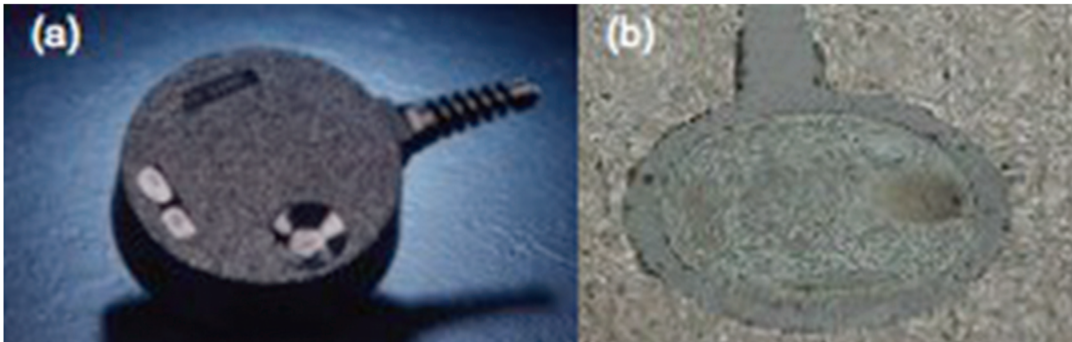


그림 6. (a)아이스하키 퍽(puck) 형태의 포장도로 표면 온도 센서, (b)아스팔트에 매립된 모습(Rathke and McPherson 2007)

2. 발생조건

대기의 기온이 0℃부근이라도 도로표면의 온도가 영하라면, 빗방울은 쉽게 달라붙어 얼어버린다. 도로표면의 온도는 대기의 기온보다 이른 아침에는 낮고, 낮에는 높다. 따라서, 어는 비는 보통 새벽과 오전사이에 많이 발생한다. 어는비는 같은 도로에서도 교각에 많이 발생한다. 이 지역은 지표면에 열손실이 크기 때문인데, 낮에는 일사량이 작아 새벽에 기온하강율이 크다. Rathke and McPherson (2007)는 그림

6과 같은 아스팔트 온도 관측장비를 이용해 평지와 교각이 위치한 다리의 기온을 조사하였다. 그림 7(a)는 미국의 특정 관측지점에서 2005년 1월간 관측된 도로와 교각의 온도 관계를 보여준다. 교각의 온도가 1~2℃정도 낮은 분포를 보였다. (b)는 대기기온, 도로온도, 교각온도와의 일 시간별(24시간) 기온분포를 보여준다. 아침 최저기온을 보이는 7~8시에 교각의 온도가 가장 낮고 대기의 기온과 약 2℃의 차이가 남을 알 수 있다. 지상의 대기 기온이 0℃ 부근이라도 교각은 어는비가 내려 블랙아이스에 의한 빙판길이 형성될 수 있음을 의미한다.

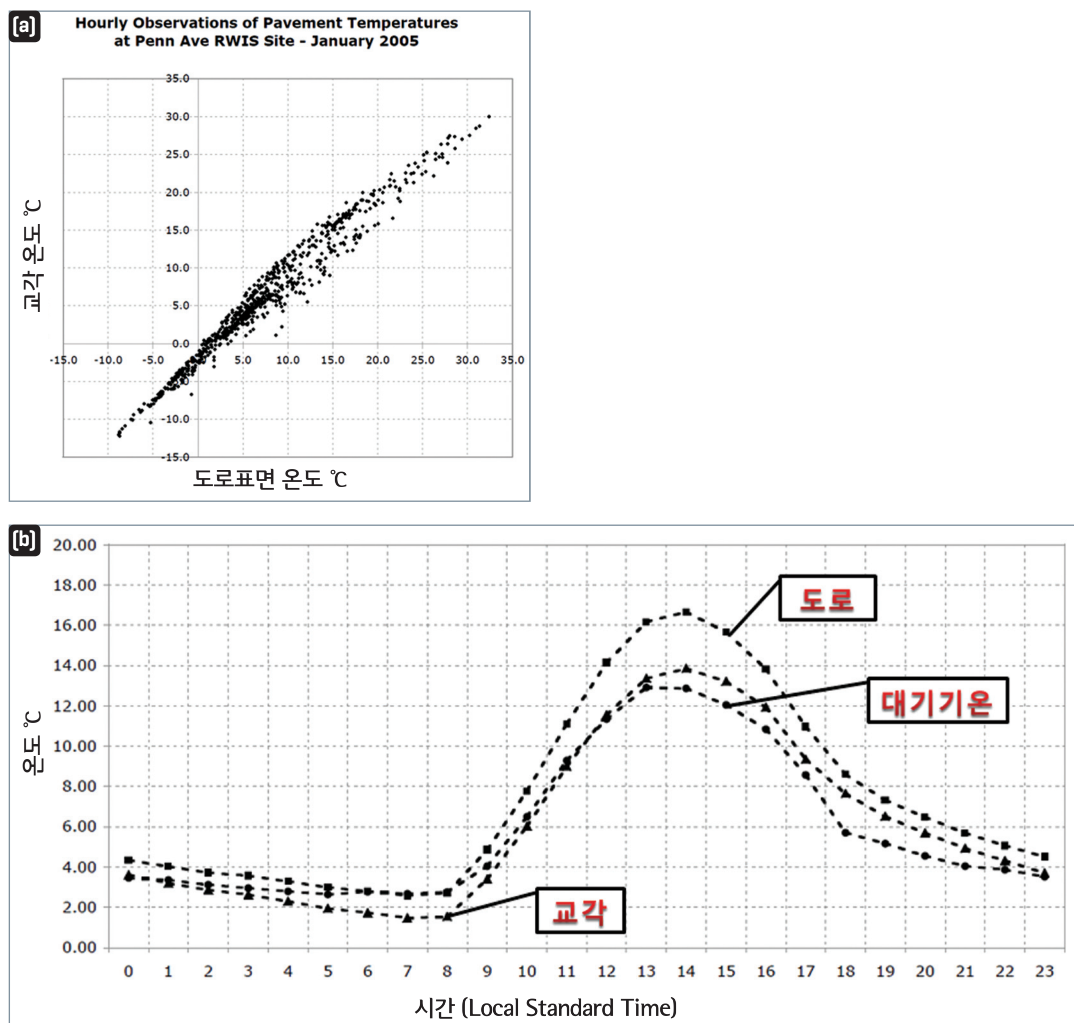


그림 7. (a)2005년 1월 도로표면과 교각의 온도 분포, (b)시간별 3지점의 온도 분포

2008년 12월 8일 오전 6~7시에 청원~상주간 고속도로에 29중 추돌사고, 2009년 1월 18일 오전 7시에 청원~상주간 고속도로 및 중부내륙 고속도로에서 5~20중 추돌사고, 2012년 12월 14일 오전 8시에 김포시 고가도로에서 25중 추돌사고, 2012년 12월 21일 오전 8시쯤 구산 27번 국도에서 14중 추돌사고는 모두 어는비로 추정되는 대형 추돌사고들로써, 겨울철 가장 기온이 낮은 시간대인 오전 6~8시에 교각과 터널 부근 및 계곡형 지형에서 발생하였다.

얼음 싸라기(Ice pellets)

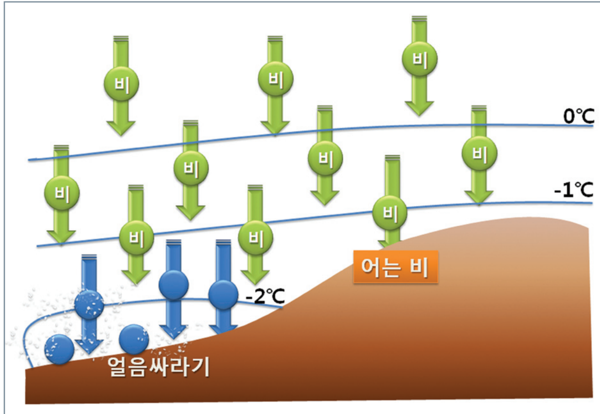


그림 8. 고도에 따른 얼음싸라기와 어는 비 분포

얼음알갱이로서, 지름이 5mm 미만인 것을 ice pellets(얼음싸라기)라고 한다. 얼음싸라기는 sleet(진눈깨비)와 small hail(작은 우박)과는 근본적으로 차이가 있다. 진눈깨비는 눈이 지면 부근에 위치한 영상층으로 내려오면서 일부가 녹아 눈과 비가 같이 내리는 것이고, 작은 우박은 눈입자 주위로 얇은 얼음층이 둘러싸고 있으며, 상승하강 운동을 되풀이 하면서 녹고 어는 과정을 거쳐 지면에 떨어지는 입자를 말한다. 얼음싸라기는 그림 2에 우측 상단의 기온구조를 보이며, 어는 비의 생성조건과 비슷하다. 단지, 얼음싸라기는 지표부근의 영하층이 두꺼워 비로 내리지 않고 얼음으로 내리는 것이다. 그러므로 같은 해발고도에서 어는 비가 내리는 지역의 북쪽은 지면부근의 기온이 더 차기 때문에 얼음싸라기가 관측되기 좋은 조건이 된다. 얼음싸라기의 입자는 지면에 부딪치면서 소리를 내고 튀어 오른다. 도로에서 얼음싸라기가 내릴 경우 육안으로 식별이 가능하며, 소리가 나기 때문에 운전자는 주의를 기울인다. 그렇지만 얼음싸라기가 내리는 지역보다 해발고도가 높은 지역은 어는 비가 내릴 수 있다. 대기의 기온구조가 역전이 되어 있기 때문에 눈이 녹은 비가 미처 얼지 못하고 지면에 부딪치면서 얼어붙기 때문이다. 그림 8과 같이 만약 어느 지방에 얼음싸라기가 관측되었다면, 이보다 높은 고도에서는 어는 비가 내릴 수 있다. 지표에서 하층대기의 기온이 역전되어 있으므로 그림 8과 같은 고도별 강수형태의 차이도 발생할 수 있다. 따라서, 얼음싸라기가 관측되면, 해발고도가 높은 지역에 어는 비가 내릴 수 있음을 관측 및 예보 업무에 숙지해야한다.

날린 눈(blowing snow)

미국에서 내리던 눈이나 쌓여있는 눈이 강풍에 의해 마치 지표에서 대기중으로 날아올라가는 현상을 blowing snow라고 한다. 그 기준은 지표에서 2m 이상 상승하고, 수평 가시거리가 11km 미만으로 축소되는 경우에 사용한다. 항공기상관측에서 BS 코드를 사용한다.

블리자드(blizzard)

영국과 미국 등 일반적인 의미로서 blizzard는 강풍이 동반된 강한 눈 폭풍의 의미로 사용하고 있다. 미국에서는(U.S. National Weather Service 기준) 강풍이 동반되고 내리는 눈이나 blowing snow에 의해 수평 시정이 악화되는 현상을 의미한다. 이 때, 풍속은 30kts 이상이며, 눈에 의해서 수평 기시거리가 400m 이하가 되는 경우로 정의한다. 기온은 −7℃ 이하이며, severe blizzard는 −12℃ 이하일 경우다. 'blizzard'는 미국에서 기원한 이름이며, 남극에서는 얼음모자를 벗기는 격렬한 가을바람의 의미이며, 프랑스 남동쪽(알프스 산맥)은 차가운 북풍과 동반된 눈의 의미로 사용한다. 러시아에서는 'buran', 시베리아 북부 동토대에서는 'purga'란 용어를 사용한다.

부 록

실시간 연직 기온자료 보기

어는 비, 얼음싸라기, 진눈깨비 등 강수형태를 구분하기 위해서는 고층자료가 반드시 필요하다. 선진예보 시스템의 통합기상분석 시스템을 활용하면 1시간 단위로 단열선도를 확인할 수 있다. 이번 개발된 통합기상분석 시스템은 연직 대기구조 분석에 적합한 여러 가지 툴을 제공한다. 이번호의 그림 3에서 제시한 단열선도와 기온분포는 통합기상분석시스템에서 실시간(1시간 단위)으로 분석가능한 KLAPS 자료를 사용한 것이다. 그림 10은 대표지점의 고층 기온분포(단열선도)를 확인하는 절차이다. 대표지점 외에도 임의지점을 선택해도 단열선도 기온분포가 그려진다. 이 외에도 여러 기상요소를 연직좌표로 표현할 수 있는 도구들이 있다.



그림 9. 통합기상분석시스템을 활용한 시간, 지점별 단열선도 표출 순서

[참고문헌]

김광식, 1992: 기상학사전, 향문사.

민경덕, 민기홍 역, 2009: 대기환경과학, C. Donald Ahrens 저, 시그마프레스

Rathke. J. M. and R. A. McPherson, 2007: Modeling road pavement temperatures with skin temperature observations from the oklahoma mesonet. 87th AMS annual meeting, Session 4A.

C. Donald Ahrens, 2007: Meteorology today.

Djuric. D., 1994: Weather analysis.

Frederick K. Lutgens, et. al, 2009: Pearson Education, Inc., pp 311.

Vasquez. T., 2002: Weather forecasting handbook. weather graphics technologies.

26

용오름의 발생특징 및 분석

용오름이란 강한 바람에 의해 지표면으로부터 말아올리는 모래먼지 및 지상 물체의 파편, 수면으로부터의 물방울 등을 수반하는 강한 소용돌이를 말하며 (기상학사전 1992), 우리나라에서는 용오름, 미국에서는 토네이도(tornado)라고 부른다.

이번 호에서는 토네이도의 발생특징과 구조를 알아보고, 2014년 6월 10일 고양시에서 발생한 용오름 사례를 중심으로 대기구조와 기상요소별 특징에 대해서 소개한다.

발생 특징 및 구조 (tornado-genesis)

1. 뇌우규모에서 토네이도 발달과정

토네이도는 기본적으로 지표부근의 하층대기에서 따뜻하고 습한 공기가 집중적으로 유입되는 지역에서 발생하며, 토네이도의 서쪽(후면)은 한랭하고 건조한 공기의 침강이 나타난다. 이런 구조는 뇌우발달 구조와 일치하는데, 토네이도는 그림 1과 같이 거대세포뇌우(super cell storm) 내부에 위치하는 것이 일반적이다.

발달된 거대뇌우에서 토네이도는 호우지역과 구분이 된다. 호우는 그림 1과 같이 뇌우의 전방에서 강한 상승류가 존재하는 지역에서 발생하고, 토네이도는 이 호우지역의 후면(그림 1에서 호우의 서쪽)에 위치한다.

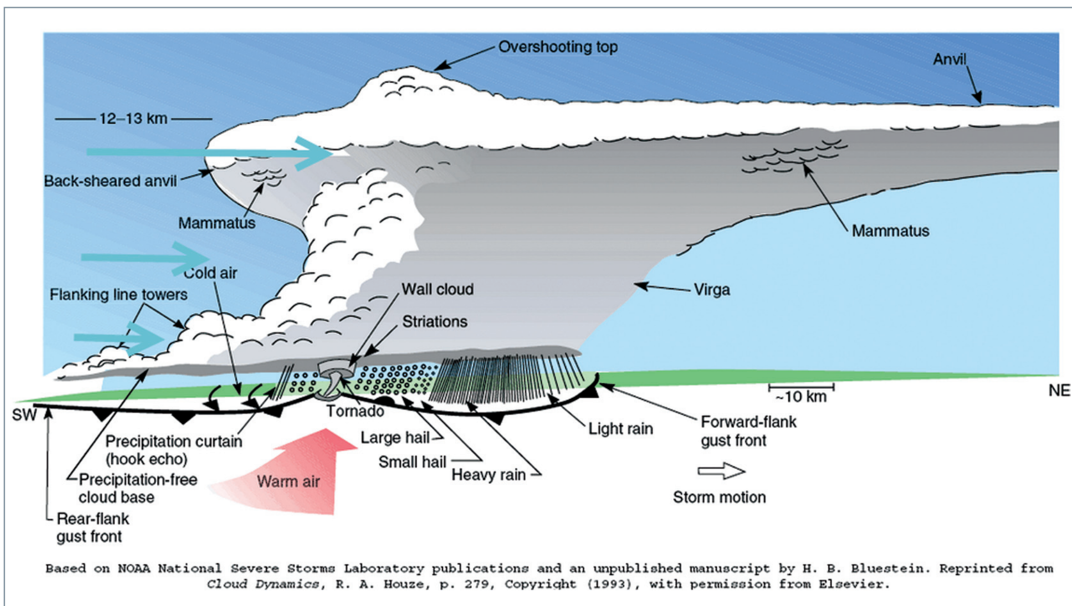


그림 1. 토네이도 모식도(Houze 1993)

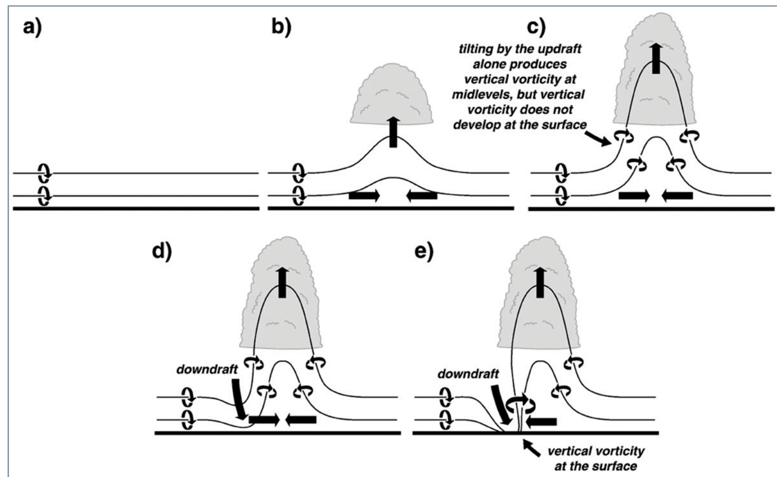


그림 2. 그림 1의 토네이도 발생지역을 중심으로 기류의 수렴에 따른 연직와도 대(vertical vortex)의 변화에 의한 토네이도(강한 상승기류) 생성과정(Markowski and Richardson 2009)

그림 2는 토네이도 형성과정을 설명하는 모식도이다. 그림 1의 토네이도 발생지역을 중심으로 지표부근 기류의 수렴과 연직 와도의 움직임을 그림 2를 보면서 생각해 보자. 그림 2의 a)는 그림 1의 토네이도 발생구역으로서, 뇌우에 의해 강한 비가 내리는 지역의 후면(서쪽)이다. 기류(지향류)는 뇌우의 수렴구역을 향해 진행한다. 즉, 서풍의 기류가 지나가며, 이때 연직와도(vertical vorticity)의 회전방향은 그림과 같다. 전방(동쪽)에 발달한 뇌우에 의해서 강한 비가 내리면 하강기류가 동반되면서 후방(서쪽)으로 기류가 발산한다. 이 때, 그림 2의 b)와 같은 동풍이 발생하고 서풍과 합류하면서 상승기류를 이끈다. 이 상승기류로 적운계열의 대류운이 발생한다. 그림 2의 c)와 같이 상승기류가 강해지면 구름은 적란운의 형태로 발달한다.

그러나 여기까지의 과정은 새로운 뇌우의 형성과정(Back-Building 형태)과 크게 다르지 않다. 토네이도는 그림 2의 d)와 같이 상층의 무거운 공기(건조공기 또는 찬 공기)가 지상까지 침강하였을 때 발생한다. 강한 하강기류(downdraft)가 지상에 도달하면 서에서 동으로 이동하던 기류가 지상에 부딪친 후 상승한다. 이후 그림 2의 e)와 같이 수렴지역에 강한 상승기류가 만들어지며, 이 때 연직와도는 상승기류 주변에 강한 저기압성 와도지역으로 바뀐다. 이 저기압성 와도는 전방에서 수렴하는 고기압성 와도지역과 톱니바퀴 형태로 결합하면서 더욱 강화된다. 일반적으로 대류성 구름대가 발생한 후 뇌우로 발달하는 경우에는 폭이 넓은 상승기류(그림 2의 b)와 c))가 만들어지나, 밀도가 큰 건조공기가 지면까지 침투할 경우 폭이 좁은 상승기류가 그림 d)와 e)의 과정과 같이 만들어진다.

2. 토네이도의 형성

앞서 그림 2의 예에서 설명한 폭이 좁은 강한 상승기류가 만들어지는 과정이 토네이도 발생에 중요한 원인이며, 각 운동량 보존으로서 설명할 수 있다.

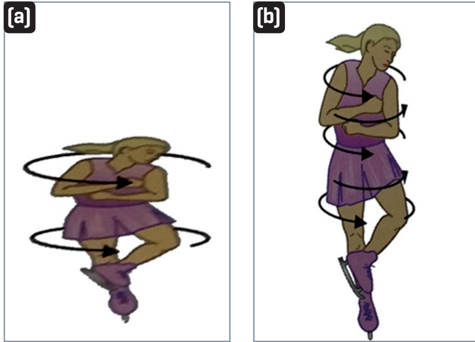


그림 3. 각 운동량 보존의 예
(Ackerman and Knox 2007)

그림 3과 같이 저기압성 회전을 하는 피겨스케이터 선수를 생각해 보자. 2명은 모두 무게가 같다고 가정하고, 선수의 머리는 저기압의 상부 즉, 대류권계면이라고 가정하자.

그림 3의 a)는 키가 작고 회전반경이 크다. b)는 키가 크고 팔과 다리를 오므리고 있어서 회전반경이 작다. 이 2명 중 누가 더 빠른 속도로 회전할까? 당연히 b)와 같이 몸을 오므리고 회전하는 키가 큰 선수일 것이다. 식 1은 각 운동량 보존(Conservation of Angular Momentum)을 요약한 것이다.

$$\frac{\text{총 회전수}}{\text{저기압 높이}} \Rightarrow \text{constant} \qquad \text{식 (1)}$$

식 1의 각 운동량 보존에 의해서 저기압 높이와 총 회전수가 비례함을 보여준다.

$$\frac{\text{상대와도 + 행성와도}}{\text{저기압 높이}} = \text{잠재와도} \Rightarrow \text{constant} \qquad \text{식 (2)}$$

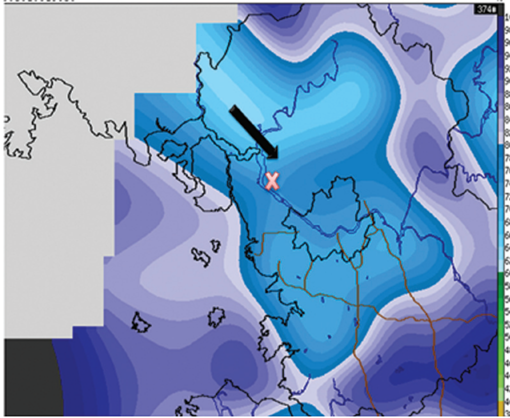
식 2의 잠재와도(potential vorticity) 관점에서 살펴보면, 저기압성 와도가 강하다는 것은 저기압의 높이와 상관성을 갖게 된다. 저기압성 와도는 곡률반경이 작을수록, 즉 그림 3의 b)와 같이 회전반경이 작을수록 와도가 증가한다. 결국, 좁은 범위의 저기압성 회전은 저기압의 높이를 증가시켜 토네이도와 같은 강한 대류성 스톰을 만들어낸다.

3. 요약

지금까지 소개한 토네이도 발생원인을 요약하면, ①기본적으로 뇌우를 발생시킬 수 있는 열적(상·하층 온도차이), 운동학적(연직 바람시어) 대류불안정이 필요하며, ②불안정한 대기구조에서 강한 호우대가 위치해야 한다. 다음으로 ③강한 호우지역의 후면(서쪽 혹은 남쪽)에 지표부근의 기류가 수렴하는 구역이 존재해야 한다. ④상층의 공기(건조하거나 찬 공기)가 이 수렴지역의 지면으로 침강하면, 폭이 좁은 강한 상승기류가 발생하면서 ⑤토네이도가 발생할 수 있다. 그렇지만 토네이도는 중규모 기상현상 중에서도 가장 작은 규모(일반적으로 Meso-γ(2~20km 수평규모)이나, 우리나라 사례는 1km 이하 임)로서, 관측자료를 이용해서 수평적으로 수렴하는 기류나 지면으로 하강하는 기류를 명확하게 찾아내기는 어렵다.

토네이도 발생 사례 분석

이번 장에서는 2014년 6월 10일 경기도 고양시(일산 서구지역, 19:20~19:50, 30분간 발생)에서 발생한 용오름 사례에 중점을 두어 분석결과를 소개한다.



이번 용오름 사례는 그림 4와 같이 이례적으로 내륙에서 발생하여 고양시(일산 서구)에 비닐하우스 48동, 3.9ha 면적에서 15억 정도의 재산 피해가 발생했다(소방방재청 집계).

그림 4. 2014년 6월 10일 고양시 용오름 발생지역 (X는 발생 지역)과 19시 30분 상대습도 분포도

그림 5는 용오름이 발생했던 시각과 가까운 21시에 관측된 위성영상(수증기)과 수치모델 분석장이다. 그림 5 (a)를 보면, 500hPa 고도에 차가운 공기(-15℃ 이하)를 가진 절리 저기압이 요동반도에 중심을 두고 우리나라에 영향을 미치고 있으며, 수증기 영상에서 서해상과 우리나라에 건조한 공기가 지배하고 있음을 알 수 있다. 한반도 내륙에 위치한 구름대는 대부분 발달한 적란운으로서, (b)의 불안정지수(SSI)에서 이 지역은 0 이하의 불안정 구역임을 확인 할 수 있다. 일몰 후 기온이 하강하는 시간대임에도 불구하고 불안정한 대기를 나타냄으로서, 강한 대류성 구름대를 발달·유지 시킬 수 있었는데, 불안정한 대기구조의 주 원인이 지면의 가열효과가 아닌 상층 찬 공기의 이류였음을 알 수 있다. 종관 일기도와 위성영상의 분석결과는 우박발생의 특징과 비슷하다. 실제로 경기도 고양시에 용오름이 발생한 2014년 6월 10일 원주, 용인, 충주, 철원 등지에 우박이 내렸다. 우박이 내리는 지역은 강한 하강기류(Micro Burst)가 동반되므로, 그림 2에서 설명한 지표부근의 수렴기류를 만드는 중요한 역할을 한다.

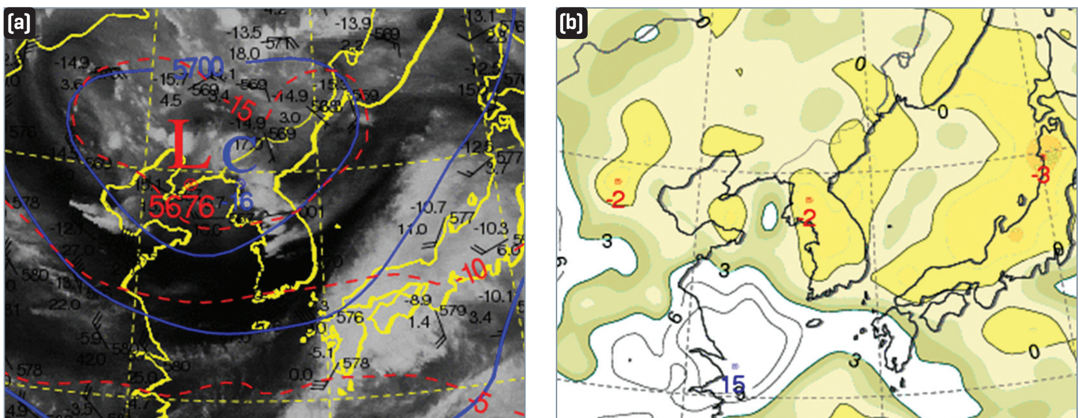


그림 5. 2014년 6월 10일 21(KST) (a)수증기영상과 500hPa 일기도, (b)SSI

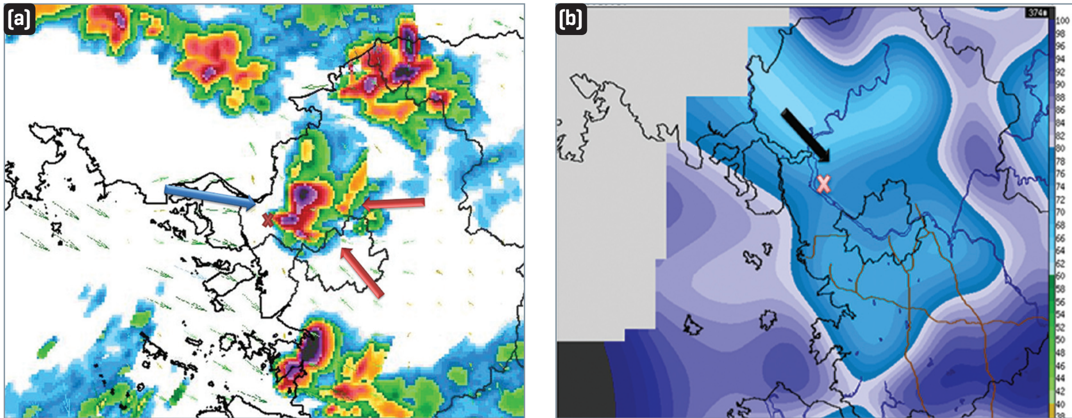


그림 6. 2014년 6월 10일 19:30(KST) (a)레이더영상과 AWS 바람장, (b)AWS 상대습도 분포(X표시는 한국건설기술연구원의 저고도 레이더가 관측한 용오름 관측지점인 고양시 일산 서구에 해당함)

그림 6은 용오름 발생시각에 관측된 레이더 영상과 AWS 바람장 및 상대습도를 보여준다. 강한 뇌우 구름대가 경기도 고양시에 위치하고 있다. 이 뇌우 구름대를 기준으로 서쪽에서 바람이 유입되고 있으며, 남쪽과 북쪽에 위치한 뇌우지역에서 강한 강수와 함께 하강한 바람이 지표부근에서 퍼져나가 고양시에 위치한 뇌우로 유입되고 있음을 볼 수 있다.

같은 시각에 관측한 상대습도 분포(b)를 살펴보면, 고양시에 중심을 두고 있는 뇌우는 주변의 다른 지역에 비해 낮은 습도분포를 보인다. 앞서 소개한 토네이도 발생에 중요한 역할을 담당하는 건조공기가 지표까지 하강하였음을 추정할 수 있다.

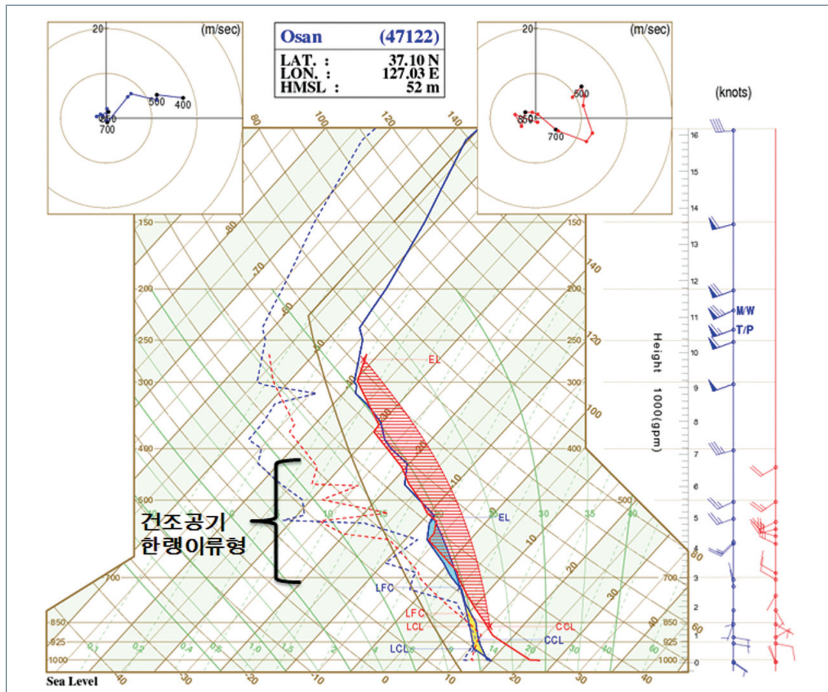


그림 7. 오산단열선도(2014년 6월 10일 15시)

그림 7의 6월 10일 15시에 관측된 오산단열선도에서, LCL(상승응결고도), CCL(대류응결고도), LFC(자유대류고도)가 모두 같은 고도인 1304gpm에 위치한다. LFC 고도 이후부터는 상승하는 공기의 온도가 실제 대기기온보다 높은 양의 부력구간(대류가용 잠재에너지: CAPE)이 대류권계면 고도(약 10km)까지 위치하기 때문에 강제상승 효과가 발생하거나 가열에 의한 대류가 발생할 경우 쉽게 권계면 고도까지 구름이 발달할 수 있는 구조를 보인다. 또한, 지상의 기온이 25℃(대류온도) 이상이면 어떠한 외부의 작용이 없어도 상승하여 약 1km 부근의 고도부터 10km까지 대류형 구름이 만들어질 수 있다. 고도 3~7km(700~400hPa)에는 고도증가에 따라 바람이 북서풍에서 남서풍으로 전환되면서 반시계방향으로 회전하는(Backing) 한랭이류형 구조를 보여준다. 구간은 하층에 비해 기온과 이슬점온도의 차이가 큰 건조한 구역이 여러 층으로 구성되어 있다. 상층 저기압 주변으로 건조 공기의 유입이 일어나고 있음을 알 수 있다.

그림 8의 한반도 수증기영상에서도 고양시 부근의 발달한 대류운역 서쪽으로 암역(하강역)이 위치하고 있어, 고양시 용오름 형성에 영향을 준 상층 건조역의 하강을 추정해 볼 수 있다.

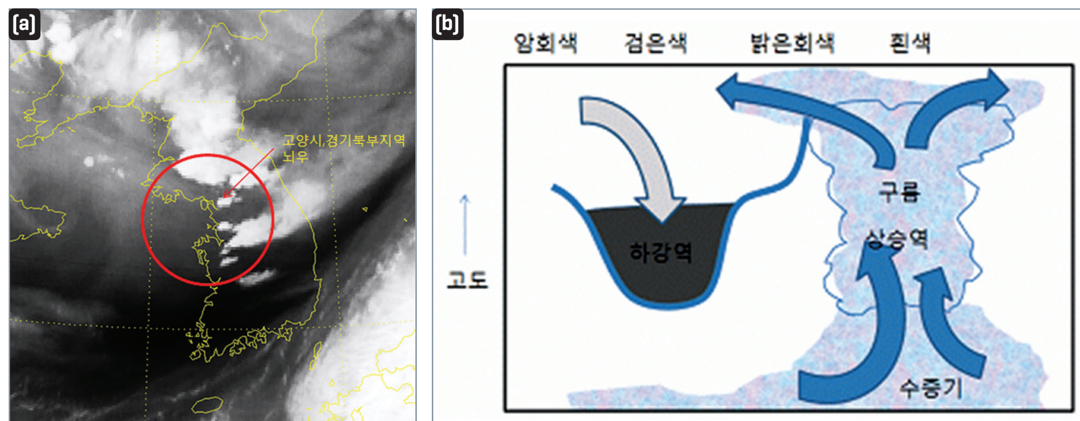


그림 8. 천리안 위성 수증기영상(2014년 6월 10일 19:3)과 수증기영상으로 추정한 대기 연직운동 개념도

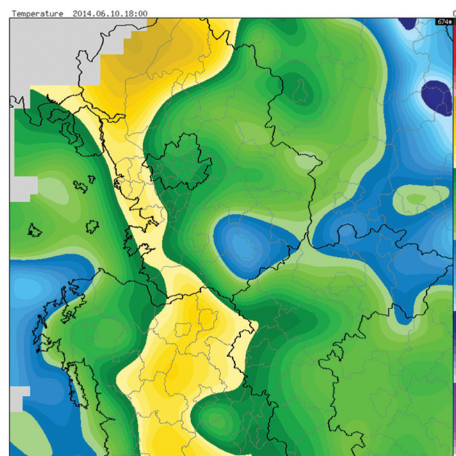


그림 9. 2014년 6월 10일 18시(KST) AWS 기온 분포(노란색은 25℃ 이상 구역)

그림 9는 용오름이 발생하기 약 1시간 전인 18시에 관측된 AWS 지상기온 분포도이다. 경기북부지역과 서해안으로 25℃가 넘는 기온을 보이고 있다. 용오름이 발생한 고양시 일산 서구 지역은 지면부근의 공기가 상대적으로 건조하고 기온이 높았던 것을 알 수 있다.

따라서, 이번 고양시에서 발생한 용오름은 미국에서 발생하는 토네이도의 발생원인과 대기구조가 비슷하다. ①지상풍은 경기만과 그 북서쪽에서 서~북서풍이 고양시로 유입되었으며, 고양시의 북동쪽과 남쪽에 발달한 뇌우에 의해 발생한 바람(기류)이 고양시로 유입되면서 지상의 기류가 수렴하는 구조를 보였다. 이 때, ②상층의 공기가 하강하여 지면에 도달한 후 상승운동으로 전환하여 반경

폭이 좁은 저기압성 상승운동이 발생한 것으로 추정되며, ③호우구역의 하강기류가 발산하면서 유입된 기류가 상승하면서 저기압성 회전을 가속화 시킨 것으로 보인다. 또한, ④종관장의 상층 절리저기압에 의한 저기압성 와도는 용오름이 발생할 수 있는 적합한 배경장으로 작용한 것으로 보인다. 그림 10은 이번 고양시에서 발생한 용오름 사례의 대기구조를 요약한 모식도이다.

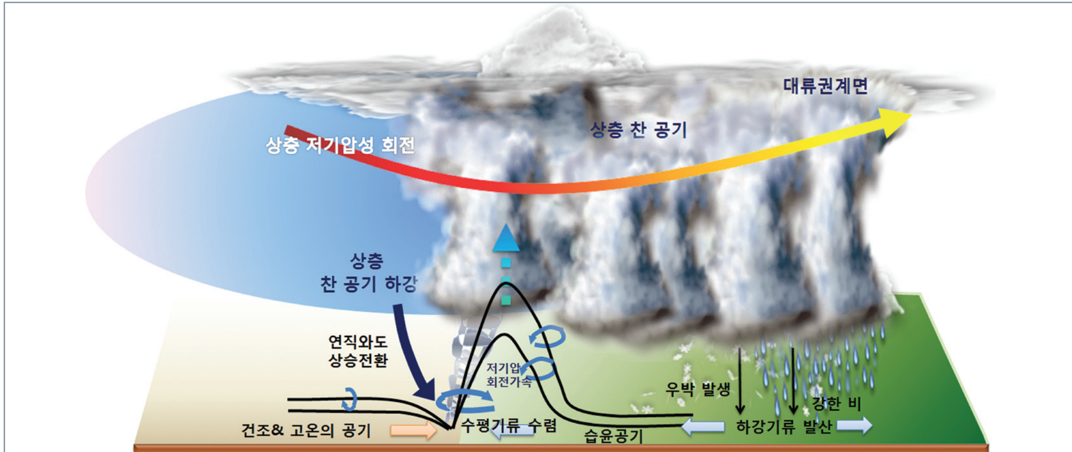


그림 10. 2014년 6월 10일 경기도 고양시 용오름 사례의 대기구조 모식도

표 1. 우리나라 내륙에서 발생한 주요 용오름 사례의 기상요소별 특징 요약

순 번	사례일	발생 지역	단열선도 특징	상층대기 특징
1	2008. 7. 20. 16:30	인천 김포 당진	**오산(15시)** CAPE2041 SRH279 SSI-0.3 하층 동풍(지상~925hPa) 상층(남~남서풍) LCL401 CCL522 LFC602(gpm) 지상기온 28.2 대류온도 29.2	200hPa 발산구역(중규모β) 700hPa 강한 상승구역 500hPa 강한 와도streak 내부
2	2008. 7. 25. 13:50	합천	**광주(15시)** CAPE2070 SRH136 SSI+3.9 지상무풍, 850hPa 하층제트 LCL833 CCL833 LFC833(gpm) 지상기온 30.2 대류온도 30.6 **포항(21시)** CAPE3 SRH202 SSI-3.9 하층 북동풍(지상~925hPa)	200hPa 중규모 발산구역 700hPa 중규모 상승구역 850hPa 수렴구역
3	2014. 6. 10. 19:00	고양	**오산(15시)** CAPE559 SRH9 SSI-2 하층 동풍(지상~850hPa) 하층습윤, 중층건조층 분포 권계면고도 10km LCL1304 CCL1304 LFC1304(gpm) 지상기온 26.0 대류온도 27.6	200hPa 중규모발산구역 700hPa 중규모상승구역 500hPa 와도streak 내부 850hPa 중규모 수렴
4	2014. 6. 12. 15:00	광주	**광주(15시)** CAPE3041 SRH0 SSI+0.5 하층습윤, 중층건조층 분포 권계면고도 10km 이하 지상북동풍, 상층북서풍 LCL1370 CCL1370 LFC1370(gpm) 지상기온 25.6 대류온도 25.6	200hPa 약한발산구역 700hPa 약한상승구역 500hPa 와도streak 내부

표 1은 우리나라 내륙에서 발생한 것으로 추정되는 용오름사례를 요약한 것이다. 대부분 사례들이 최고 기온이 나타나는 시간대인 오후 2시 이후부터 일몰시간 사이에서 발생했다. SSI 불안정지수는 0 이하, CAPE도 높은 값을 보여 불안정한 대기구조를 나타낸 것이 확인된다. 이 외에 단열선도 분석에서 특별한 특징이 발견되는데, LCL, CCL, LFC 고도가 모든 사례에서 1.5km(850hPa)이하에서 같은 값을 보였다. 수렴에 의한 강제상승효과로 구름이 발생하는 고도와 지면가열에 의한 대류상승효과로 구름이 형성되는 고도가 모두 일치하면서 낮은 고도에 위치한다는 것은 강한 뇌우 발달에 더할 나위 없이 좋은 배경조건이 된다. 왜냐하면, 상승하는 공기의 응결고도가 낮을 경우 대류가용잠재에너지가 그만큼 더 커지기 때문이다. 특히, 각 사례별 지상기온과 대류온도가 같거나 비슷하므로, 수렴에 의한 상승효과가 없더라도 현재의 연직 기온 분포만으로도 충분히 CCL 고도부터 대류권계면 고도까지 발달한 구름을 만들 수 있는 기온 구조를 보였다.

상층의 대기는 우박이 발생하는 특징과 비슷하다. 상층의 절리 저기압이나 기압골에 동반된 차가운 공기의 이류, 저기압성 와도, 상승기류, 상층발산 등은 우박이 발생하는 중 · 상층 대기의 특징과 일치한다. 따라서 우박과 용오름의 차이는 지표와 하층대기에서 찾을 수 있다. 봄과 가을에 발생하는 우박은 강한 한랭이류를 동반하므로 우박을 동반한 뇌우의 진행방향을 기준으로 그 후면에서는 큰 폭의 기온하강이 발생한다. 그렇지만 표 1의 사례들과 같이 6, 7월에 발생하는 용오름 현상은 큰 규모의 한랭이류가 나타나지 않고, 우박발생 주변에 높은 기온분포를 보임으로서, 불안정한 대기가 계속 유지될 수 있었다. 대기불안정이 해소되지 않으면서, 우박을 동반한 뇌우에서 하강기류에 의해 퍼져나간 공기가 수렴하는 지역은 용오름과 같이 규모는 작지만 강한 강도를 가진 스톰이 발생할 수 있는 좋은 조건이 된다.

미국의 토네이도 예측

미국은 오클라호마에 위치한 폭풍예측센터(Storm Prediction Center)에서 개발한 확률예측모델을 이용하여 단기예보자료를 생산하고 있다. 앞서 소개한 바와 같이 토네이도의 발생 특징이 뇌우시스템에 귀속되어 있다. 즉, 뇌우 내부에서 우박이 발생하고, 우박의 대기구조는 토네이도 발생의 배경장으로서 작용한다. 그림 11은 폭풍예측센터에서 생산하는 예측자료로서 뇌우는 강도분포를, 우박과 토네이도는 확률분포 형태의 자료를 생산 및 제공하고 있다.

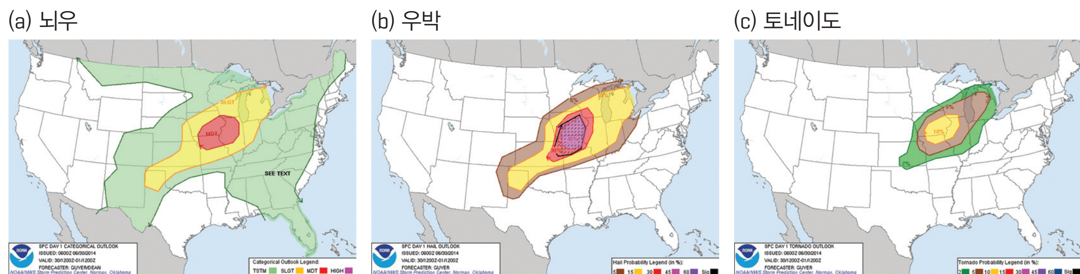


그림 11. 미국의 폭풍예측센터에서 발표하는 뇌우, 우박, 토네이도 예측자료

토네이도와 용오름의 차이?

우리나라에서 용오름은 토네이도(Tornado), Waterspout, Landspout를 통칭하여 사용하고 있다. 그러나 기상학적으로 용오름은 Waterspout 현상이라고 할 수 있다. 토네이도는 거대 적란운 구름대가 합쳐서 발생하는 강력한 소용돌이 형태인데 반하여, Waterspout은 적운형의 구름대에서 하층 수렴에 의해 상승하는 공기가 포화되어 생기는 소용돌이 현상으로 구분 할 수 있다. 토네이도는 강한 연직 대기불안정 조건이 갖추어진 상태에서 하층 수렴지역에 건조공기가 침강 후 상승하는 기상조건이 갖추어져야 한다. 반면, Waterspout은 육지근처의 해상에서 주로 발생하며, 해륙풍(sea/land breezes)의 영향력이 큰 것으로 알려져 있다(Ackerman and Knox 2007). 미국 멕시코만 연안 지역에서는 자주 일어나는(fairly common) 현상이다. 2012년 10월 11일 07시 10분에 울릉도 기상대에서 용오름이 관측되었는데, 그림 12의 일기도와 AWS 관측 바람장을 살펴보면, 해륙풍의 특징이 발견된다. 종관일기도에서 주 풍향은 북~북동풍이지만, 울릉도는 용오름 발생 시간대에 육풍에 의해 바람이 육지에서 해상으로 불어나가는 형태를 볼 수 있다. 지상의 바람이 수렴하고, 700hPa에 상승류와 500hPa에 양의 와도가 이 지역에 위치했으므로 수렴한 공기가 상승할 수 있는 조건이 갖추어져 있었다. 해상에서 소용돌이 구름이 육상에 비해 관측이 많이 되는 이유는 해수면 부근에 풍부한 수증기 양에서 찾을 수 있다. 해수면 부근에 수렴한 공기가 상승할 경우 단열냉각 과정을 거치면서 쉽게 응결이 되기 때문이다.

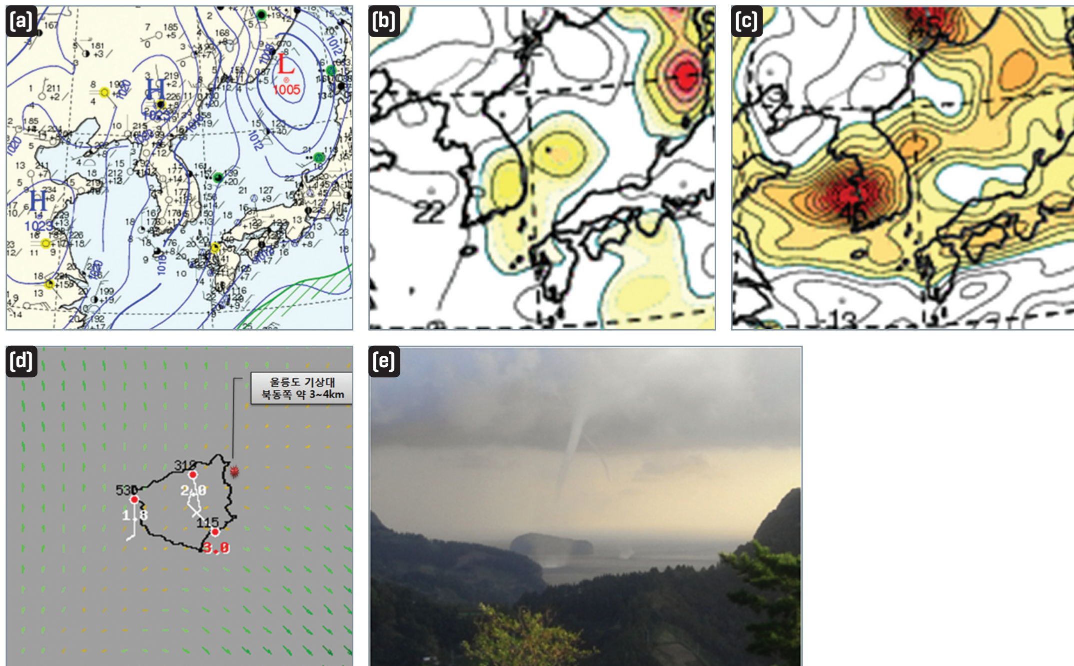


그림 12. 2011년 7월 11일 07시 10분에 발생한 용오름 사례. (a)지상일기도, (b)700hPa 상승속도, (c)500hPa와도는 09시(00UTC) 분석장이며, (d)는 발생위치와 AWS 바람장을, (e)는 용오름 촬영사진 임(울릉도 기상대 제공).

Waterspout의 풍속은 토네이도에 비해 약하다. 강한 상승류가 없고 회전율이 토네이도에 비해 약하기 때문인데, 토네이도의 풍속에 의한 피해정도를 구분한 Fujita 등급 기준에서 F2급 이하의 풍속이 나타난다 (Ackerman and Knox (2007)는 시속 160km 이하의 풍속으로 기술). 표 2는 미국에서 토네이도의 예측 및

분석에 사용하는 Fujita 등급을 보여준다. 이 표는 최초에 Fujita (1971, 1981)가 고안한 토네이도 등급을 재구성한 것이다(WSEC 2006). 이 등급은 현재 미국, 호주, 일본, 중국, 브라질 등에서 토네이도 예보 및 연구의 기준으로 활용하고 있다. Landspout은 육지에서 발생하는 Waterspout으로 볼 수 있으며, 모래먼지 등이 동반되어 상승하는 현상을 말한다.

표 2. Fujita 등급을 강화한 토네이도 등급 요약(WSEC 2006)

등 급	풍속(km/h)	피해범위(m)
F0	64~116	10~50
F1	117~180	30~150
F2	181~253	110~250
F3	254~332	200~500
F4	333~418	400~900
F5	419~512	1100~

[참고문헌]

김광식, 1992: 기상학사전, 향문사.

Ackerman, S. A., and Knox, J. A. 2007: Meteorology[Understanding the Atmosphere]. *Thomson edu,* 282-341.

AMS Glossary, 2000: AMS 전자기상사전. http://amsglossary.allenpress.com/glossary

Fujita, T. T., 1971: Proposed characterizations of tornadoes and hurricanes by area and intensity, SMRP Research Rep. 91, The University of Chicago, IL. 15p.

Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. J. Atmos. Sci., 38, 1511-1534.

Houze, R., 1993: Cloud Dynamics. *Academic Press,* 573pp.

Markowski, P. M., and Richardson. Y. P., 2009: Tornadogenesis: Our current understanding, forecasting considerations, and questions to guide future research. *Atmospheric Research,* 93, 3-10.

NOAA/NWS storm prediction center: www.spc.noaa.gov/

WSEC, 2006: A recommendation for an enhanced Fujita scale [EF-Scale]. Texas Tech, University Wind Science and Engineering Center Tech. Rep., 95 pp.

손에 잡히는

예보기술

예보필수요소의 활용법과 정의



기상청 Korea Meteorological Administration

156-720, 서울특별시 동작구 여의대방로 16길 61

일기예보 안내전화 131 http://kma.go.kr http://m.kma.go.kr

전화 : 02-2181-0657